



8



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

---

# ГЕОЛОГИЯ СССР



*Главный редактор  
П. Я. Антропов*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР  
МОСКВА 1960

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР  
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ РСФСР  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

---

# ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XXXVII

КАРЕЛЬСКАЯ АССР

ЧАСТЬ I  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ

Редактор *К. О. Кратиц*

Соредакторы *Н. А. Волотовская, В. Н. Нумерова*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР  
МОСКВА 1960

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ  
„ГЕОЛОГИИ СССР“**

- АБДУЛЛАЕВ Х. М.**  
**АЛАДИНСКИЙ П. И.**  
**АЛИЕВ М. М.**  
**АМИРАСЛАНОВ А. А.**  
**АНТРОПОВ П. Я.**  
(главный редактор)  
**АСЛАНЯН А. Т.**  
**АССОВСКИЙ А. Н.**  
**БАКИРОВ А. А.**  
**БЕЛЕВЦЕВ Я. М.**  
**БЕЛОУСОВ В. С.**  
**БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.**  
(зам. главного редактора)  
**БЕТЕХТИН А. Г.**  
**БОГДАНОВ А. А.**  
**БОГАТЫРЕВ А. С.**  
**ВАСЬКОВСКИЙ А. П.**  
**ВЕБЕР В. В.**  
**ГОЛУБИН В. Н.**  
**ДЖАНЕЛИДЗЕ А. И.**  
**ДРАБКИН И. Е.**  
**ЕРШОВ В. А.**  
**ЗАЙЦЕВ И. А.**  
**КЕРЕСЕЛИДЗЕ К. Г.**  
**КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.**  
**КРЕЙТЕР В. М.**  
**КРАСНИКОВ В. И.**  
(зам. главного редактора)  
**КУЗЬМЕНКО В. И.**  
**ЛИБРОВИЧ Л. С.**
- ЛУНГЕРСГАУЗЕН Г. Ф.**  
**МАГАКЬЯН И. Г.**  
**МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.**  
(зам. главного редактора)  
**МАРИНОВ Н. А.**  
**МАРКОВСКИЙ А. П.**  
**МЕРКУЛОВ М. И.**  
**МИРЛИН Г. А.**  
**МИРЧИНК М. Ф.**  
**НАЛИВКИН Д. В.**  
**НЕДЗВЕЦКИЙ А. П.**  
**НИКИТИН П. М.**  
**НИКОЛАЕВ В. А.**  
(зам. главного редактора)  
**ПАФЕНГОЛЬЦ К. Н.**  
**САКС В. Н.**  
**САТПАЕВ К. И.**  
**СЕМЕНЕНКО Н. П.**  
**СИНИЦИН Н. М.**  
**СНЯТКОВ Л. А.**  
**СТРАХОВ Н. М.**  
**ТАТАРИНОВ П. М.**  
**ТЫЖНОВ А. В.**  
**ФЕДЫНСКИЙ В. В.**  
**ШАТСКИЙ Н. С.**  
**ЩЕРБАКОВ С. А.**  
**ШЛЫГИН Е. Д.**  
**ЯНШИН А. Л.**  
**ЯРМОЛЮК В. А.**





ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ





## ВВЕДЕНИЕ

Настоящий том содержит геологическое описание Карельской АССР и небольшой площади юго-западной части Мурманской области\*.

Карельская АССР входит в состав РСФСР и располагается на северо-западе Европейской части СССР. Она граничит на севере с Мурманской, на юге с Ленинградской и на юго-востоке с Архангельской областями. На северо-востоке территория республики омывается Белым морем; западной границей ее является государственная граница с Финляндией. Географическое положение республики определяется координатами  $60^{\circ}41'—66^{\circ}39'$  с. ш. и  $29^{\circ}40'—37^{\circ}55'$  в. д.; площадь ее равна 173,3 тыс. км<sup>2</sup> (рис. 1).

Территория Карельской АССР представляет собой юго-восточную часть обширной площади развития докембрийских образований Балтийского щита, в пределах которой развиты преимущественно архейские и протерозойские породы. Палеозойские образования имеют ограниченное распространение и заходят на территорию республики только в ее южной части. Почти вся площадь Карелии за исключением отдельных возвышенностей (тундр и варак) и части побережий крупных водоемов покрыта четвертичными отложениями нередко значительной мощности.

В пределах территории распространения докембрийских образований выделяются два геологических района: Беломорский и Карельский (рис. 2). Первый, прилегающий к побережью Белого моря, переходит на территорию сопредельной Мурманской области. Карельский район, расположенный непосредственно к югу от Беломорского и занимающий большую часть республики, ограничивается на юге областью распространения палеозойских пород.

Предлагаемый том содержит сравнительно полное сводное описание геологии республики, охватывающее стратиграфию, тектонику, магматизм и полезные ископаемые. Опубликованные до этого сводные работы освещали только отдельные вопросы, преимущественно связанные со стратиграфией и магматизмом.

Геологическое описание Карельской АССР дается в соответствии со стратиграфической схемой, принятой для издаваемых в настоящее время листов государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 Карело-Кольского региона (листы Р-35, 36, 37, Q-35, 36, 37 и R-35, 36, 37). Эта стратиграфическая схема представляет итог работы большого коллектива геологов, в первую очередь Северо-Западного геологического управления, Карельского филиала Академии наук СССР и ряда других организаций.

\* Последняя во время составления XXVII тома, охватывающего территорию Мурманской области (до 1957 г.), относилась к Карельской АССР.

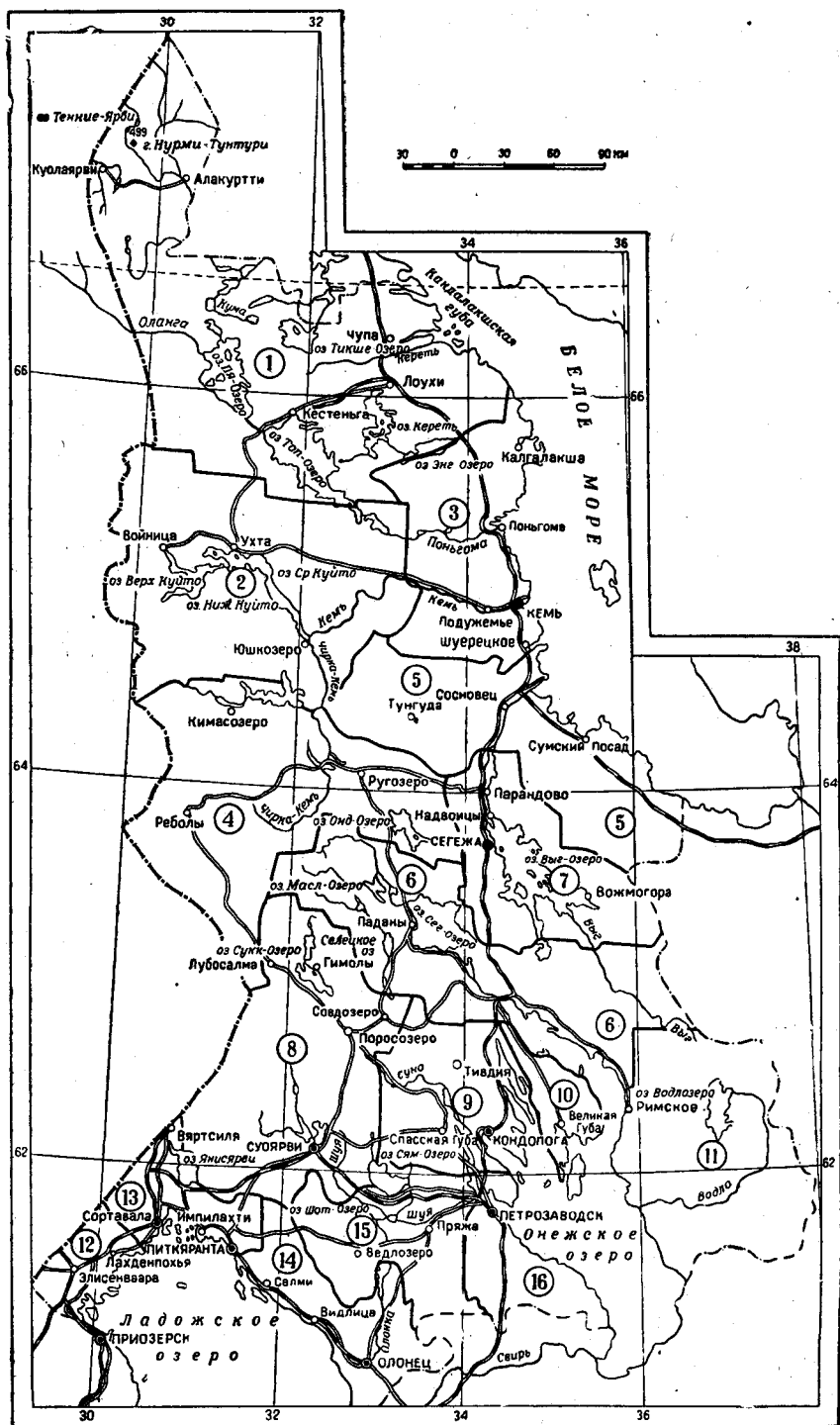


Рис. 1. Обзорная карта КАССР. Административные районы:

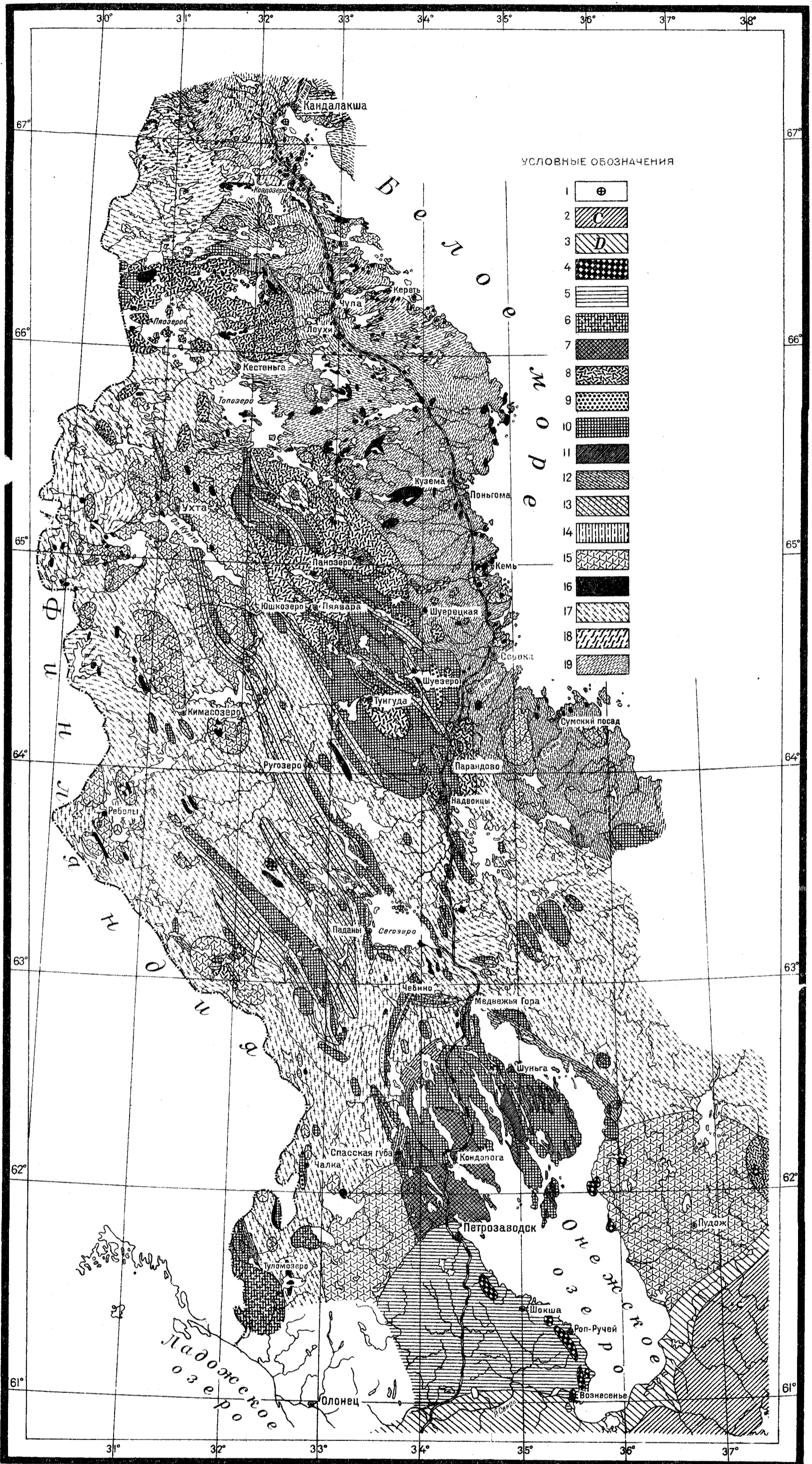
- 1 — Лоухский; 2 — Калевалы; 3 — Кемский; 4 — Ружозерский; 5 — Беломорский; 6 — Медвежьегорский; 7 — Сеgezжский; 8 — Суоярвинский; 9 — Кондопожский; 10 — Заонежский; 11 — Пудожский; 12 — Куркиокский; 13 — Сортавальский; 14 — Олонецкий; 15 — Пряжинский; 16 — Прионежский

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА КАРЕЛИИ

Составил Н.Г. Судовиков по данным Ленинградского Геологического Треста 1936 г.

Масштаб 1:2000000.

20 0 20 40 60 км



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 1. Конгломерат. 2. Карбон. 3. Девон. 4. Иотнийские габбро-диабазы. 5. Иотнийские песчаники и кварциты (частью Хогландий). 6. Гранит ралакиви. 7. Комплекс основных эффузивов Суйсарского района (Хогландий). 8. Граниты и гранодиориты. 9. Кварцевые порфиры. Карельские образования: 10. Диабазы, частью амфиболиты, 11. Серицитовые и глинистые сланцы, 12. Доломиты. 13. Конгломераты и кварциты, 14. Слюдяные сланцы и гнейсы. 15. Пост-ботнийские граниты, гранодиориты и мигматиты. 16. Габбро-амфиболиты, частью пироксениты, перидотиты и метадиабазы. 17. Древнейшие гнейсо-граниты и частью мигматиты-Постсвионий. 18. Амфиболиты-Свионий. 19. Древнейшие гнейсы и мигматиты, частью гнейсо-граниты и метабазиты-Свионий.

Рис. 2.

В связи с широким размахом геологических работ, особенно начиная с 1945 г., был собран большой фактический материал, который дает возможность по-новому решать многие вопросы геологии республики. Благодаря детальному геологическому картированию, поисково-разведочным работам, геофизическим и тематическим исследованиям, в значительной степени уточнена геологическая карта Карелии, выявлены совершенно новые толщи метаморфических пород (например, гимольская серия), новые массивы основных и кислых пород, открыт ряд месторождений полезных ископаемых (например, железо, серный колчедан, слюда); более детально изучены литолого-стратиграфические разрезы немых докембрийских супракрустальных толщ, их соотношения между собой и с различными интрузивными образованиями. Все это новое и нашло отражение в настоящем томе и прилагаемой к нему геологической карте.

Вместе с тем, несмотря на несомненно значительный сдвиг в познании геологии республики, происшедший за последние годы, целый ряд важных вопросов стратиграфии магматизма и тектоники этой территории остается нерешенным или дискуссионным. К таким вопросам относятся, например, положение границы между археем и протерозоем в общем разрезе докембрия Карельской АССР, возраст тунгудско-надвоицкой и ладожской серий, расчленение интрузивных комплексов нижнего протерозоя, архея. Все это объясняется трудностью изучения и корреляции немых докембрийских толщ, преимущественно глубоким метаморфизмом и интенсивной дислоцированностью слагающих их пород, а также глубокой эрозией рассматриваемой территории, обусловившей наблюдаемую разобщенность осадочно-вулканогенных толщ и интрузивных комплексов на современной поверхности. Метод абсолютной геохронологии еще только начинает применяться при изучении геологии докембрия Карелии. Небольшое количество определений абсолютного возраста пород, которыми располагают в настоящее время геологи, а также отсутствие общепринятой абсолютной геохронологической шкалы для докембрийских образований рассматриваемой территории не позволяют пока еще безоговорочно пользоваться этими определениями с целью выяснения стратиграфических соотношений между отдельными осадочно-вулканическими толщами и интрузивными комплексами.

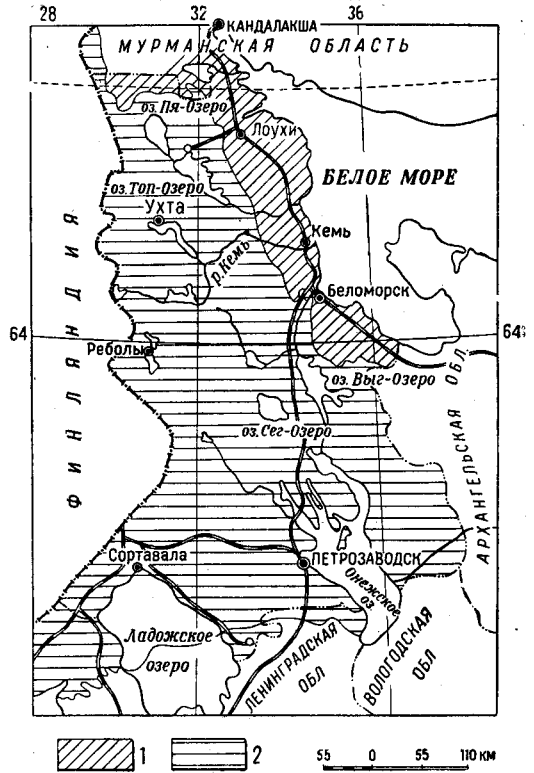


Рис. 2. Геологические районы КАСР:  
1 — Беломорский, 2 — Карельский

В настоящем томе учтены все материалы по состоянию геологической изученности территории Карельской АССР на 1 января 1958 г. В целом этот том, а также отдельные главы составлены в соответствии с инструкцией, принятой для томов Геологии СССР и с учетом специфики геологического строения республики.

Представленный том содержит описание четырех групп геологических образований, развитых в Карелии — архейской, протерозойской, палеозойской и кайнозойской. Характеристика двух первых дана по структурно-геологическим районам или зонам, а внутри их — по отдельным участкам.

Различная степень обнаженности Карелии, а также различная детальность исследований отдельных ее частей обусловили неравноценность приводимых геологических характеристик отдельных районов или образований.

С целью возможно более полного освещения имеющегося фактического материала к составлению глав привлекались преимущественно геологи, лично исследовавшие те или иные районы или занимавшиеся изучением определенных вопросов.

Статьи написаны в основном сотрудниками Северо-Западного геологического управления, Карельского филиала АН и Лаборатории геологии докембрия АН СССР. Прилагаемая к тому геологическая карта, автором которой является В. А. Перевозчикова, составлена на основании издаваемых в настоящее время листов Р-35, 36 и Q-35, 36 государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000. Техническая работа, связанная с подготовкой тома к изданию, выполнена А. А. Кануновой. В целом том подготовлен к изданию Северо-Западным геологическим управлением.

Территория Карелии с давних времен привлекала к себе внимание горной промышленности как возможный источник добычи полезных ископаемых. Наиболее ранние сведения о горном промысле в пределах ее относятся к концу XVI в., когда местным населением производилась добыча слюды-мусковита, применявшейся в качестве оконного «стекла» и находившей сбыт в Западной Европе под названием «московского стекла».

Первые достоверные сведения о поисковых работах на рудные полезные ископаемые относятся к началу XVIII в. Так, в 1702 г. по указу Петра I рудознатцы направились в Заонежье с целью поисков меди и серебра. Эти работы закончились находкой и последующей разработкой медных месторождений в Южной Карелии. В 1742 г. было открыто Воицкое золото-медное месторождение, которое разрабатывалось в течение нескольких десятков лет. К этому же периоду относится открытие ряда мелких месторождений болотных и озерных железных руд, использовавшихся на местных казенных заводах (Кончезерский и Петровский), которые сыграли известную роль в создании молодой русской (Петровской) металлургии.

Впоследствии, в связи с открытием богатых уральских месторождений, центр металлургии России переносится на Урал и карельская горная промышленность постепенно приходит в упадок.

В истории геологического изучения Карелии выделяются два периода. Первый из них, охватывающий промежуток времени с конца XVIII в. до Великой Октябрьской социалистической революции, характеризуется проведением отдельных несистематических исследований. Наиболее ранними работами этого периода являются, например, исследования Н. Я. Озерецковского (1791, 1792) и В. Севергина, носившие в основном натуралистический географический характер.

Первая половина XIX в. характеризуется появлением работ Г. Лопатинского (1826), Полторацкого (1826), Бутенева (1828, 1830, 1837), Граматчикова (1828), Зембицкого (1830), капитана Широкина (1835), Соболевского (1839), Комарова (1842), 1851), Энгельмана (1838) и др., в которых приводятся краткие данные о Воицком руднике, геологии, например, районов Каменного бора, Северного Приладожья, Западного Беломорья. Работы Комарова и Энгельмана сопровождаются первыми геологическими картами. В этот же период Фурманом (1810) было открыто Питкярантское полиметаллическое месторождение.

Начиная со второй половины XIX в. выходят работы, посвященные результатам изучения горных пород и полезных ископаемых Карелии, в частности, исследования Г. Гельмерсена (Helmersen, 1860), связанные с разведкой месторождений Воронов Бор и Койкарского (Питкаламба), и работы П. А. Пузыревского (1868). Последним были даны основы стратиграфического подразделения докембрийских образований



Северного Приладожья. К этому же времени относятся поиски медных руд в районе оз. Туломозеро и открытие Шуезерского полиметаллического и Пудожгорского железорудного месторождений. Несколькими позднее, в 1878—1879 гг. были опубликованы работы С. Конткевича, посвященные шунгиту.

Ко второй половине XIX в. относятся исследования А. А. Иностранцева (1868—1888) по южной и центральной Карелии, результаты которых легли в основу его монографии «Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудные месторождения» (1877). В этом капитальном труде впервые дано систематическое детальное описание литологии, стратиграфии и метаморфизма древнейших кристаллических пород Карелии и связанных с ними полезных ископаемых. Основные подразделения А. А. Иностранцева — лаврентьевская, гуронская и палеозойская системы — в общих чертах соответствуют архею, нижнему и среднему протерозою, выделяемым в настоящее время.

В конце XIX в. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг проводил изучение Олонецкой диабазовой формации Юго-Восточной Карелии. Результаты этих исследований обобщены им в монографии (1888), являющейся одной из крупнейших сводок по петрологии вулканогенных пород данного района. К этому же времени относится работа Н. Н. Миклухо-Маклая, посвященная геологии Олонецкой губернии и района г. Кеми.

В систематическом геологическом изучении района Северного Приладожья, привлечшего внимание разнообразием развитых в его пределах полезных ископаемых, главная роль принадлежит финским геологам и прежде всего И. Седерхольму (I. Sederholm, 1897), который впоследствии неоднократно возвращался к вопросам стратиграфии и тектоники выделенной им «ладожской формации».

В первые годы настоящего столетия были опубликованы работы В. Рамсея (Ramsay, 1902—1907), С. А. Яковлева (1903, 1909) и В. Валя (Wahl, 1908), посвященные геологии Южной и Центральной Карелии, а также монография О. Трюстедта (Trüstedt, 1907) по Питкярантской группе месторождений.

Интересными являются результаты исследований В. Рамсея, внесшие существенные изменения в понимание стратиграфии этого района. Сохранив в целом последовательность, установленную А. А. Иностранцевым, В. Рамсей все образования, начиная с гуронских, отнес к протерозою, в составе которого выделил несколько отделов. Так, калевийский отдел соответствовал гуронской, а ятулийский и онежский отделы — палеозойской системе (по Иностранцеву). Одновременно кварциты и кварцито-песчаники западного побережья Онежского озера по аналогии с подобными образованиями Финляндии В. Рамсей отнес к верхнему отделу протерозоя — иотнию.

Исследованиями С. А. Яковлева и В. Валя были охвачены магматические породы Юго-Восточной Карелии и частью кварцито-песчаники западного берега Онежского озера.

С работами Е. С. Федорова (1904, 1905) связано изучение западного побережья Белого моря. Е. С. Федоров особое внимание уделял основным породам данного района, которые по наличию в них своеобразной венчиковой структуры были выделены им под названием друзитов.

С 1907 г. на территории Карелии начинает вести систематические исследования В. М. Тимофеев (1909—1918), занимаясь главным образом изучением вулканических образований Заонежья и кварцитов районов озер Онежского и Сег-Озеро.

В 1910 г. появляется сводная работа П. А. Борисова, в которой содержится описание основных черт геологического строения территории Олонецкой губернии и развитых в ее пределах полезных ископаемых. К работе приложена геологическая карта этого района.

Результаты многолетних исследований, проводимых финскими геологами с 1915 г. по району озер Куола-Ярви — Пана-Ярви обобщены в сводной геологической карте (лист D-6) масштаба 1 : 400 000 и объяснительной записке к ней (V. Hackman, W. Wilkman, 1929).

В 1917 г. в связи с постройкой Мурманской ж. д. было проведено изучение ее трассы, которое сопровождалось геологической съемкой (В. М. Тимофеев, Н. Г. Кассин, В. И. Соколов и С. Ф. Машковцев). К этому же периоду относятся исследования П. Эскола по Южной и частично Центральной Карелии. Результатом этих работ явилась монография по петрологии зеленокаменных пород карельской формации, опубликованная в 1925 г.

Перечисленные работы дореволюционного периода геологического изучения территории Карелии в основном касались относительно легко доступной южной части рассматриваемой территории. Обширная площадь Центральной и Северной Карелии оставалась почти не исследованной.

После Великой Октябрьской социалистической революции начинается новый, советский период изучения геологии территории Карелии, характеризующийся широким размахом и разнообразным характером исследований. На первом его этапе (до 1929 г.) работы по составлению десятиверстной геологической карты, сопровождавшиеся детальным геологическим изучением отдельных участков, проводились бывш. Геологическим комитетом. В них принимали участие В. М. Тимофеев, Н. А. Елисеев, Т. В. Белоусова, П. Л. Низковский и др. Одновременно велось изучение полезных ископаемых (преимущественно нерудных), трестами «Карелгранит», «Русские самоцветы», Институтом Севера и ЦСНХ Карельской АССР (Борисов, 1926, 1927а; Рантман, 1926а, б).

В 20-х годах нашего столетия, благодаря работам П. А. Борисова, на севере Карелии впервые создается отечественная база кварц-полевошпатового сырья. Специальным изучением минералогии пегматитов занимался А. Н. Лабунцов (1925—1930).

Систематические геологосъемочные, поисковые и разведочные работы на всей площади Карелии были начаты в 1929 г., с момента организации Ленинградского геологоразведочного треста (позднее Геологическое управление).

В период с 1929 по 1934 г. в результате исследований Н. Г. Судовикова, Ю. С. Неуструева, К. К. Судиславлева, К. М. Кошица и других под руководством В. М. Тимофеева вся территория Карелии была покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 1 000 000. Эти материалы были обобщены В. М. Тимофеевым (1935а, в), составившим первую геологическую карту республики масштаба 1 : 1 000 000 и давшим детальное петрографическое описание выделенных здесь пород. В. М. Тимофеевым была дана также первая стратиграфическая схема докембрия всей территории Карелии, в которой гнейсы западного Беломорья были им отнесены к ботнию и таким образом рассматривались как более молодые образования по отношению к гнейсо-гранитам Западной Карелии, сопоставляемым, с гранитами I группы Финляндии (по Седерхольму). В. М. Тимофеевым было намечено разделение беломорского комплекса гнейсов на три толщи, с некоторыми изменениями подтвержденное

последующими исследованиями. Карельская формация, отнесенная к нижнему протерозою, рассматривалась главным образом в объеме ятулия, а предложенный разрез протерозоя являлся ведущим при геологическом картировании данной территории вплоть до 1941 г.

Составление первой обзорной геологической карты республики сыграло большую роль в направлении дальнейшего систематического геологического изучения и освоения недр Карелии. Только после этого наметились главные геолого-тектонические и стратиграфические проблемы карельского докембрия и выявились первые геологические закономерности размещения в нем полезных ископаемых (сланцевых и керамических пегматитов, талько-хлоритовых пород, титаномагнетита и др.).

В 1930—1931 гг. были проведены геологические работы по исследованию трассы Беломорско-Балтийского канала с участием Н. Г. Судовикова, Ю. С. Неуструева, А. Г. Гуреева. В связи со II Международной конференцией по четвертичному периоду специальным изучением четвертичных отложений занимались С. В. Эпштейн, И. М. Покровская, И. В. Даниловский, С. Г. Боч и др. Одновременно Ленинградским геологоразведочным трестом были начаты поисковые работы на различных полезных ископаемые, сыгравшие известную роль в деле выявления минеральных богатств Карелии. Так, например, высказанные Ю. С. Неуструевым (на основании проведенных под его руководством исследований) прогнозы о перспективности района с. Парандово подтвердились при последующих работах С. М. Глебова и Г. О. Глебовой-Кульбах открытием здесь месторождения серного колчедана.

В Северной Карелии проводились поисковые работы по слюде, керамические пегматиты, кианит и гранат (Н. А. Волотовская, Г. Н. Бунтин, Л. А. Косой, М. Д. Вагапова и другие). Наибольший интерес вызывали слюдяные и керамические пегматиты, вопросам геологии, минералогии, строения структуры и генезиса которых посвящены работы А. Н. Лабунцова (1939), П. А. Борисова (1932—1937), Г. Н. Бунтина (1936, 1937).

По окончании составления геологической карты Карелии масштаба 1:1 000 000 Ленинградское геологическое управление (бывший трест) с 1934 г. приступило к проведению систематической геологической съемки наиболее перспективных в отношении различных полезных ископаемых площадей. В результате этих исследований, выполнявшихся большой группой геологов (Судовиков, Неуструев, Бунтин, Желубовский, Косой, Харитонов, Волотовская, Нумерова, Шмыгалев), к 1941 г. почти полностью была закартирована площадь распространения архейского беломорского комплекса гнейсов с его промышленными месторождениями слюды и керамического пегматита, а также отдельные участки распространения протерозойских образований, перспективных на медь, полиметаллы и некоторые нерудные ископаемые. В процессе геологической съемки большое внимание уделялось вопросам стратиграфии, тектоники, магматизма, метаморфизма и генезиса древнейших кристаллических пород.

Изучением архейских образований в эти годы занимался Н. Г. Судовиков. Результаты этих исследований, а также данные других геологов были обобщены в монографии по району западного Беломорья (Судовиков, 1939 б). В этой работе Н. Г. Судовиков беломорский комплекс гнейсов отнес к древнейшим (свионийским) образованиям, а также выдвинул представление о наличии в архее этого района двух эпох

диастрофизма (нижне- и верхнеархейской) и соответственно этому выделил два интрузивных комплекса основных и кислых пород. Одновременно он высказал мнение о метасоматическом генезисе последних, о связи пегматитов с процессами мигматизации и гранитизации, о метаморфической зональности беломорской формации и т. д.

Вопросами стратиграфии протерозоя южной и восточной Карелии в течение нескольких лет занимался Л. Я. Харитонов (1938, 1941), предложивший расчленение карельской формации на две системы — сегозерскую и онежскую, разделенные эпохами диастрофизма и периодом внедрения постсегозерских гранитов.

Одновременно расчленение карельской формации на две возрастные группы в пределах северной Карелии было произведено Ю. С. Неуструевым и В. Н. Нумеровой.

В 1939 г. вышла в свет сводная работа А. А. Полканова, посвященная дочетвертичной геологии Карело-Кольского региона, в которой автор затрагивает и проблемы геологии всего Балтийского щита.

Новые данные по систематическому картированию и поисково-разведочным работам на территории республики, проведенные за период с 1934 по 1940 г., привели к необходимости составления новой сводной геологической карты в масштабе 1:1 000 000. Эта работа была осуществлена Н. Г. Судовиковым в рамках листов международной разграфки, но в связи с Великой Отечественной войной издание их (листы Р-35, 36 и Q-35, 36) было задержано до 1946 г.

С 1934 г. трест Слюдокombинат приступил к систематическим поисково-разведочным и эксплуатационным работам на слюду-мусковит, в результате которых были выявлены новые месторождения слюды и керамического сырья. В эти же годы был открыт ряд других месторождений, например Хизоварское кианитовое (Волотовская), Парандовское серноколчеданное (Глебова-Кульбах и др.) и т. д.

После Великой Отечественной войны работы по изучению геологии и полезных ископаемых КАССР приобрели особенно широкий размах. Помимо Ленинградского (с 1949 г. Северо-Западного) геологического управления, выполнившего основную часть геологических исследований, к ним были привлечены Западный геофизический трест, Карело-Финский филиал АН СССР, тресты Ленслюда и Леннеруд, Лаборатория геологии докембрия АН СССР, ВСЕГЕИ и ряд других организаций.

Начиная с 1945 г. Ленинградским (Северо-Западным) геологическим управлением была начата детальная систематическая геологическая съемка и поиски в пределах всей территории республики, в первую очередь охватывшая районы, перспективные в отношении железа, слюды, серного колчедана, никеля и меди (Н. А. Волотовская, М. А. Гилярова, В. А. Перевозчикова, В. С. Смирнова, С. А. Дюков, Г. Т. Макеев, Л. Н. Потрубович, А. А. Миндлина, Г. А. Поротова, С. И. Зак, В. В. Яковлева, Н. А. Островская, Л. А. Кириченко, Г. В. Макарова, Н. В. Карпинская, М. Е. Зильбер, Е. М. Михайлюк и др.). Общее руководство этими работами в период 1946—1948 гг. по центральной Карелии осуществлялось Л. Я. Харитоновым. Вопросами изучения четвертичной геологии занимался Н. И. Алухтин.

С 1950 г. в геологическую съемку также включился трест Ленслюда (Е. П. Чуйкина, Л. В. Калафати, Э. А. Поляк и др.), работы которого были сосредоточены в пределах территории распространения беломорской формации (беломорской серии).

В результате перечисленных исследований существенно новым в области стратиграфии было выделение М. А. Гиляровой вулканогенно-сланцевой толщи, более древней, чем ятулийские (сегозерские и онежские, по В. М. Тимофееву) отложения Карелии, которую она относил к верхнему архею. В состав этой толщи М. А. Гилярова включила также сланцы и гнейсы, вмещающие железорудные месторождения (железистые кварциты). Эти исследования окончательно решили вопрос о необходимости деления карельской формации в пределах республики на разновозрастные группы.

В 1945—1947 гг. ВСЕГЕИ, а с 1948 г. Западным геофизическим трестом была проведена сплошная аэромагнитная съемка территории республики (В. В. Сусленников, Е. А. Каспарова), выявившая многочисленные магнитные аномалии. На основании результатов аэромагнитной съемки Ленинградское (Северо-Западное) геологическое управление в период с 1945 по 1951 г. сосредоточило геологосъемочные, поисковые и разведочные работы в Западной Карелии, где были выявлены наиболее крупные магнитные аномалии. При этом были обнаружены толщи, несущие месторождения магнетитовых кварцитов, и открыто Костамукшское месторождение железных руд.

С 1948 по 1953 г. Северо-Западное геологическое управление занималось разведкой преимущественно месторождений серного колчедана (Г. О. Глебова-Кульбах, А. М. Носикова, Л. Н. Потрубович и др.), железа (П. А. Гурвич, Н. П. Коряпин, А. С. Миченчев, П. И. Иванов, Я. Х. Еселев и др.), а также завершением разведки Хивоварского кианитового месторождения (Л. Г. Быстрова, Н. А. Волотовская). В поисковых и разведочных работах на слюду, в пределах территории распространения беломорского комплекса гнейсов, также принимали участие тресты Ленслюда и Леннеруд.

Тематические работы послевоенного периода в основном посвящены вопросам геологии, минералогии и генезиса слюдяных пегматитов (ВСЕГЕИ—Д. Т. Мишарев, А. С. Амеландов, В. С. Смирнова и др.; Ленинградский горный институт—П. К. Григорьев, В. Д. Никитин, А. В. Кропышев; Северо-Западное геологическое управление—В. С. Смирнова, Р. И. Солодкая, Н. В. Карпинская и др.; Карельский филиал Академии наук—К. А. Шуркин; тресты Ленслюда и Леннеруд—Е. П. Чуйкина, В. А. Шустов, К. К. Судиславлев и др.). С 1953 г. в эти работы включилась Лаборатория геологии докембрия АН СССР (К. А. Шуркин).

С 1945 г. Северо-Западное геологическое управление и несколько позднее Карельский филиал Академии наук СССР и Институт геологии АН СССР приступили к систематическому изучению района Северного Приладожья, до 1940 г. изучавшегося финскими геологами (Hackman, 1931; Hausen, 1930; Metzger, 1924, 1925; Eskola, 1921; Väyrynen, 1928; Wegman, 1928 и др.), которыми были составлены сводная геологическая карта масштаба 1 : 400 000 (лист D-2), охватывшая Северное Приладожье, а также и более детальные карты для отдельных участков (районы озер Янис-Ярви, Суо-Ярви и др.).

Результаты исследований советских геологов по Северному Приладожью были обобщены в монографии Н. Г. Судовикова (1954), освещающей вопросы тектоники, метаморфизма и гранитизации приладожской формации.

Изучением стратиграфии ладожской формации в 1948—1958 гг. занимались Л. Н. Потрубович, Л. Я. Харитонов, К. О. Кратц и

Н. Ф. Демидов. По вопросу стратиграфического положения этой формации они придерживаются различных точек зрения. Так, Л. Н. Потрубович и Л. Я. Харитонов рассматривают ее как более молодую, чем контактирующие с ней на севере ятулийские (среднепротерозойские) образования, в то время как К. О. Кратц и Н. Ф. Демидов, а также и В. А. Перевозчикова относят ладожскую формацию к нижнему протерозою.

Изучение геологии, минералогии и технологии приладожских пегматов, выполненное Карельским филиалом АН СССР (Никитин, Шуркин) вместе с разведкой, проводившейся трестом Леннеруд, позволило выявить здесь крупную сырьевую базу кварц-полевошпатовых материалов.

С 1949 г. коллективом работников Карельского филиала АН СССР (О. А. Рийконен, Н. Ф. Демидов, В. А. Соколов, В. И. Робонен и др.) под общим руководством К. О. Кратца производится изучение стратиграфии протерозоя Карелии. Результаты этих исследований подтвердили стратиграфическую схему М. А. Гиляровой, предложенную ею в 1948 г. В этот же период (с 1948 г.) Карельским филиалом АН под руководством Г. С. Бискэ было начато систематическое изучение четвертичной геологии Карелии. На основании произведенных исследований, а также обобщения обширного материала ряда других организаций (Северо-Западного геологического управления, ВСЕГЕИ, Ленинградского отделения Гидроэнергопроекта и др.) были составлены карта четвертичных отложений и геоморфологическая карта всей территории республики. Одновременно изучением четвертичных отложений северной Карелии занимался Н. И. Апухтин, который обобщил результаты своих исследований в сводных картах четвертичных отложений и геоморфологической, охватывающих Мурманскую область и Северную Карелию.

В 1948 и 1949 гг. были опубликованы работы П. Эскола и В. Мармо, являющиеся результатом исследований финских геологов на территории Юго-Восточной Карелии в период 1942—1944 гг.

Геологическое изучение площади распространения палеозойских отложений, располагающейся в юго-восточной части Карелии, в связи с картированием 54-го листа десятиверстной геологической карты производилось В. П. Бархатовой (1941). В 1952 г. в восточной части этой площади геологическая съемка сопровождалась бурением (О. А. Кондьяйн). Скважинами была подсечена толща палеозоя от среднего карбона до нижнего кембрия, а также подстилающие ее кристаллические образования. На Ладожско-Онежском перешейке при выяснении природы аэромагнитной аномалии была вскрыта толща нижнекембрийских отложений.

В связи со строительством Беломорско-Балтийского канала, проектированием ряда гидроэлектростанций, железнодорожных линий и т. д. на территории республики проводились инженерно-геологические исследования, выполнявшиеся Ленинградским отделением Гидроэнергопроекта и другими организациями.

Геологические исследования в пределах республики показывают, что в настоящее время достигнуты известные успехи в изучении геологического строения и освоении недр Карельской АССР. Однако перед геологами стоят еще большие и важные задачи по дальнейшему освоению недр республики, что связано с решением сложных вопросов стратиграфии, магматизма, тектоники и металлогении.

## Глава вторая

# ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

---

### ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Территория Карельской АССР расположена непосредственно к югу от Полярного Круга и берегов холодного Белого моря, что определяет ряд ее физико-географических особенностей. Она находится в зоне западного переноса воздушных масс. Вследствие этого климат ее чрезвычайно неустойчив. Характерными особенностями Карелии являются обилие рек и озер и сравнительно расчлененный рельеф большей части площади.

#### РЕЛЬЕФ

Территория Карельской АССР может быть охарактеризована как холмистая равнина, повышающаяся с востока от Белого моря и с юга от Ладожского и Онежского озер к западу и северо-западу. В среднем абсолютные отметки колеблются от 5 до 250 м, преобладают высоты от 100 до 120 м. Наиболее крупные возвышенности расположены в северо-западной части территории, где высота их достигает 650 м, пониженными являются участки, приуроченные к крупным водным бассейнам: Белому морю, Ладожскому и Онежскому озерам. Для большей площади Карелии характерна частая смена возвышенностей и заболоченных или занятых озерами депрессий, создающих значительную расчлененность рельефа.

Характерной особенностью рельефа Карелии являются выдержанные ориентировки положительных и отрицательных форм его, обусловленных главным образом направлением основных геологических структур доледникового времени. На большей части площади элементы рельефа вытянуты в северо-западном направлении и только на севере республики наблюдается субширотная ориентировка.

В первом приближении всю территорию Карельской АССР можно разделить на три крупных орографических района: северо-западный гористый район, район Внутренних холмистых возвышенных равнин и район Приморской и приозерных низменных равнин (рис. 3).

Северо-западный гористый район, граничащий на севере с Мурманской областью, характеризуется относительно сильной расчлененностью рельефа. Приподнятые участки горного рельефа здесь чередуются с заболоченными депрессиями. По сравнению со всей территорией этот район является наиболее приподнятым над уровнем моря. В пределах его с севера на юг выделяются следующие три подрайона, обладающие своими особенностями рельефа.

*Северный низкогорный подрайон* является непосредственным продолжением Кандалакшского горного подрайона Мурманской области. Средняя высота его превышает 300 м, абсолютные отметки отдельных вершин достигают 500—550 м. Наиболее крупные горные массивы,

своими вершинами выходящие за пределы лесной зоны, носят название «тундр». Таковы тундры Кукси-Вара, Нурми-Тунтури и др. Горы в большинстве случаев имеют сглаженные вершины и крутые, а местами и отвесные скалистые склоны. Наиболее крупная река этого района Тунтса-Йоки с притоком Ватсиман-Йоки протекает в широкой заболоченной долине, отделяющей массив Кукси-Вара от массива Сорси-Тунтури, расположенного в пределах Финляндии. Остальные мелкие притоки имеют характер горных, порожистых рек. Характерной особенностью этого подрайона является монолитность гор, образующих сплошную грядку, протягивающуюся из пределов Финляндии к Кандалакскому заливу Белого моря. Данная гряда только на территории Финляндии служит водоразделом Беломорского и Балтийского бассейнов; в пределах же КАСССР (и Мурманской обл.) она является второстепенным водоразделом между системами рек Ковды и Нивы, относящимися к бассейну Белого моря.

Наибольшее количество мелких озер располагается в межгорных котловинах.

**Северо-западный подрайон Маанселькя.** Маанселькя называется повышенный Беломорско-Балтийский водораздел, протягивающийся вдоль границы Карельской АССР с Финляндией. Водораздел орографически выражен слабо. Отдельные небольшие горные массивчики и высокие холмы разбросаны среди возвышенной равнины и разделены болотистыми низинами с озерами и реками. Извилистая водораздельная линия, проходит по относительно невысокой, равнинной сильно заболоченной поверхности уже в пределах Финляндии.

Наиболее высокий массив Рохмойва (657 м) расположен вблизи с Куола-Ярви у границы с Финляндией. Вуосна-Тунтури (624 м), Нуорунен (578 м), Куопса-Тунтури (477 м), Саваса-Вара (416 м) и другие — представляют собой отдельные изолированные массивы округлых очертаний, расположенные среди заболоченных холмистых с многочисленными озерами низин, лежащих на высоте 200—250 м. Эти возвышенности обычно группируются

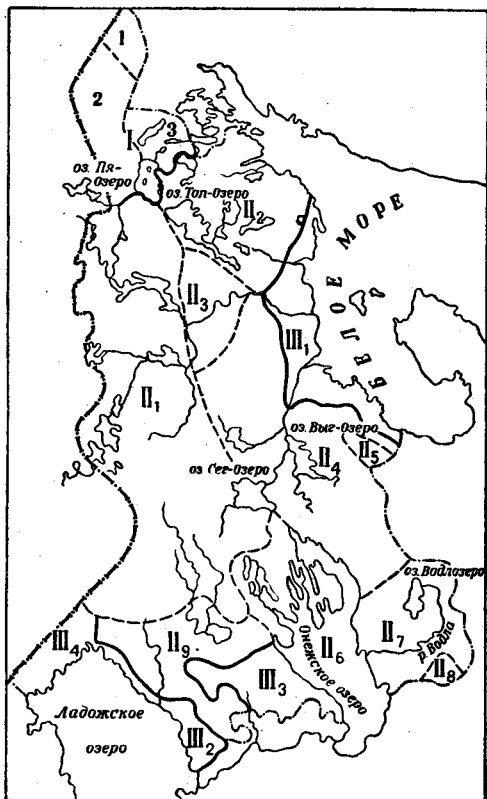


Рис. 3. Орографические районы КАСССР (по Г. Д. Рихтеру)

I — Северо-западный гористый район: 1 — Северный низкогорный подрайон; 2 — Северо-западный подрайон Маанселькя; 3 — Ругозерский подрайон.  
 II — внутренние холмистые возвышенные равнины: 1 — Западно-Карельская возвышенность; 2 — Озерный подрайон северной Карелии; 3 — Верхне-Кемская болотистая равнина; 4 — Выгозерско-Тунгудский подрайон; 5 — Ветренный пояс; 6 — Северное Прионежье; 7 — Волдозерский подрайон; 8 — Андомская возвышенность; 9 — Олонечкая низина.  
 III — Приморская и приозерные низменные равнины: 1 — Беломорское побережье; 2 — Приладожская низина; 3 — Олонечкая возвышенность; 4 — Юго-западный подрайон



в цепи, имеющие северо-западное простираие. Местность носит на себе ясные следы выпаивающей деятельности ледника. Многие из гор и холмов имеют формы «бараньих лбов» со сглаженными ледником склонами, покрытых нередко ледниковыми бороздами и шрамами; разделяющие горы долины часто имеют формы типичных трогов. Узкие длинные озера (Пана-Ярви, Пюхя-Ярви) с крутыми, местами отвесными скалистыми берегами весьма напоминают фиорды. К востоку отдельные горы и холмы понижаются, разделяющие их низины расширяются и местность постепенно приобретает характер холмистой равнины, типичной для внутренних районов Карельской АССР и внутренней Финляндии.

*Ругозерский подрайон* является естественным продолжением Ковдозерской низины, располагающейся в пределах Мурманской области. Так, большое количество озер: Руг-Озеро, Тумча, Кукас-Озеро, Сокол-Озеро, Кунд-Озеро и др., соединенных между собой порожистыми реками, располагается в низинах с абс. высотами от 100 до 50 м. Большая часть озер вытянута в субширотном направлении. Среди озер и вытянутых в том же направлении болотных низин возвышаются скалистые холмы высотой до 350 м (Шури-Вара — 346 м) со сглаженными плоскими вершинами и иногда крутыми склонами.

Внутренние холмистые возвышенные равнины охватывают основную часть республики и располагаются непосредственно к югу от Северо-западного гористого района. Рельеф этого района характеризуется нерезкой расчлененностью и общим понижением к юго-востоку, и развитием (особенно в южной части) обширных заболоченных равнин. С севера на юг этот район можно разделить на девять подрайонов.

*Западно-Карельская возвышенность*, являющаяся юго-восточным отрогом водораздела Маанселькя, представляет собой один из наиболее приподнятых участков данной территории (200—250 м), понижающейся лишь по краям в среднем до 150 м. Несколько крупных впадин, занятых озерами (Ср. Куйто, Нюк, Лекса, Гимольское и др.), вдаются в эту возвышенность, расчленяя ее на отдельные крупные участки.

Рельеф отличается большой сложностью: многочисленные холмы, гряды и низкие горы чередуются с узкими, преимущественно вытянутыми в северо-западном направлении узкими впадинами, занятыми озерами, порожистыми речками и болотами. В пределах этой возвышенности выделяются три цепи гряд. Западная цепь представлена отдельными куполовидными возвышенностями (Риневаара — 322 м, Нутку-ваара — 289 м и др.). Ширина ее составляет 18—20 км, колебания относительных высот достигают 80—100 м.

Центральная цепь является более сложной. Самая южная ее часть характеризуется наличием узких гряд меридионального или северо-восточного простираия. Абсолютные отметки отдельных возвышенностей достигают 400 м (гора Ноттоваара), колебания же относительных высот 150—200 м.

Восточная, наиболее короткая цепь характеризуется максимальными абсолютными высотами до 250 м. Большая часть возвышенностей (до 300 м) покрыта лесом и носит название «вара» (или «варака»).

Основную роль в формировании рельефа сыграли тектонические разломы; ледниковые и водные потоки, воспользовавшись разломами, лишь расширили и частично видоизменили их.

Наряду с тектоническими и ледниково-экзарационными формами рельефа здесь уже встречаются формы ледниковой и флювиогляциальной аккумуляции, которые особенно широко развиты в более южных частях района (озера Ср. Куйто, Сег-Озеро, Гимольское, бассейн р. Суны и др.).

Современные крупные озера (Ср. Куйто, Нюк, Сег-Озеро, Гимольское и др.), расположенные во впадинах рельефа, большей частью представляют собой остатки послеледниковых озер, постепенно уменьшавшихся в своих размерах. Спад воды в них связан с врезанием рек, а также с неравномерным поднятием района. Северо-западные части его в своем поднятии несколько опережают более восточные, с чем связано «сливание» вод к востоку. Процесс неравномерного поднятия не прекращается до настоящего времени, на что указывают наблюдения над берегами озера, произведенные Г. Ю. Верещагиным. Во многих озерах наблюдается регрессия вод в северо-западных частях при трансгрессии в юго-восточных. В результате этих процессов некоторые мелкие озера оказались спущенными и их место заняли болота.

На юге Западно-Карельская возвышенность постепенно понижается и переходит в холмистую Сязозерскую низину, а на юго-востоке — в Северо-Онежский сельговый подрайон (Северное Прионежье).

*Озерный подрайон Северной Карелии.* Северо-восточная часть Карельской АССР представляет собой невысокую холмистую равнину с бесчисленным количеством озер. Наряду с такими крупными водоемами, как Топ-Озеро, Пя-Озеро, оз. Кереть, Энг-Озеро здесь находятся тысячи мелких озер.

Большая часть озер имеет очень сложные очертания и состоит из ряда соединенных узкими проливами или протоками озерных водоемов, с массой островов и мысов. Озера вытянуты в субширотном направлении, параллельно господствующей ориентировке холмов и гряд, а также заливов Белого моря (Чупинскому, Пояконда, Кив и др.), глубоко вдающихся в сушу. Иногда оси озер имеют северо-западное или северо-восточное направление.

Холмистая озерная равнина, в западной части лежащая на высоте 100—120 м, имеет общий уклон к Белому морю. Отдельные мелкие холмы, разбросанные среди болот и озер, возвышаются на 20—40 м над окружающими низинами, и только в редких случаях относительная высота их достигает 100 м.

*Верхне-Кемская болотистая равнина.* Этот подрайон характеризуется своей равнинностью, сильной заболоченностью и малым количеством озер. Равнина расположена на высоте 100—120 м. Небольшие холмы и гряды, встречающиеся среди болотистых ровных участков, редко превышают 20 м относительной высоты. В противоположность более северным и западным подрайонам, где болота встречаются лишь отдельными небольшими пятнами, в этом подрайоне они образуют крупные массивы (например, болото Юпяж-Шуо близ истоков р. Кемь из Н. Куйто-озера).

*Выгозерско-Тунгудский подрайон* представляет сильно холмистую равнину средней высотой около 100 м с большим количеством озер, холмов и гряд. Большая часть озер, особенно в северной части его, имеет вытянутую форму с осями, ориентированными в северо-западном направлении. Между озерами расположены холмы и гряды, относительной высотой в 20—30 м, преимущественно вытянутые в том же

направлении, что и озера. Более высокая северная часть подрайона выделяется под названием Тунгудской возвышенности. К югу местность выравняется, холмы становятся реже и ниже и значительную площадь начинают занимать болота. Развитые здесь озера в большинстве случаев имеют небольшие размеры и неправильную форму. Среди многочисленных мелких озерков располагаются такие крупные водоемы, как Выг-Озеро, Онд-Озеро, Пул-Озеро, Сум-Озеро и др.

Неровности рельефа в основном обязаны своим происхождением аккумулятивной деятельностью флювиогляциальных потоков, создавших формы, наложенные на разбитый тектоническими разломами коренной рельеф.

*Ветренный пояс.* На востоке от Выгозерско-Тунгудского подрайона, вдоль побережья Онежской губы Белого моря протягивается кристаллическая гряда — Ветренный пояс. Большая и наиболее высокая часть ее расположена в пределах Архангельской области, а в Карельскую АССР данная гряда заходит лишь своим пониженным северо-западным отрогом. Начинаясь на западе у изгиба р. Нюхчи небольшими скалистыми хребтами, по мере движения к юго-востоку гряда достигает 245 м (гора Челпан), а у границы с Архангельской областью — 317 м (гора Шапочка). Крутым склоном гряда обрывается на северо-восток к холмистой заболоченной равнине высотой менее 100 м; на юго-западе ее склон, более пологий, спускается к заболоченным низинам, лежащим на высоте 130—140 м. Скалистые вершины этой гряды покрыты каменными россыпями.

*Северное Прионежье.* На северном побережье Онежского озера громадное количество глубоко вдающихся в сушу заливов — губ, мелких узких озер, разделенных скалистыми кряжами и грядами, строго вытянутых в северо-западном направлении, — придает местности весьма своеобразный облик. Узкие и длинные скалистые гряды с мягкими сглаженными вершинами нередко характеризуются крутыми или отвесными склонами. Для большинства озер с несомненностью установлена связь с тектоническими разломами, почему и подрайон можно принять за сложную систему горстов и грабен, позднее расширенных и разработанных ледником, придавшим им форму трогов.

В западной части подрайона абсолютные высоты отдельных гряд редко превышают 200 м при абсолютной высоте Онежского озера в 33 м и других озер от 35 до 60 м, в восточной же части высоты редко превышают 100—120 м. Местные жители называют «сельгами» всякие гряды, независимо от их происхождения; эти гряды могут быть сложены и коренными кристаллическими породами, и ледниковым, и флювиогляциальным материалом. Местами гряды прерываются озерно-гляциальными равнинами, не имеющими, однако, широкого распространения.

*Водлозерский подрайон* характеризуется значительным разнообразием рельефа. Севернее р. Водлы находится холмистая местность с наибольшими высотами до 200 м, сложенная четвертичными отложениями. Особенно резко выделяется моренная гряда южнее оз. Водлозеро, достигающая в отдельных точках 220 м. Моренные гряды и озы образуют также многие острова на этом озере. Холмистые моренные образования спускаются широкими, хорошо выраженными террасами на запад к Онежскому озеру и ясно выраженным скатом на юг к широкой низине, по которой протекает р. Водла. Прилегающая к Онежскому озеру террасированная равнина расчленена широкими долинами рек.

Южнее р. Водлы местность имеет более спокойный, выровненный рельеф и меньшую среднюю высоту (50—80 м). Лишь отдельные гряды, расположенные к юго-востоку от с. Пудож, достигают 150 м. Равнина суживающимся к востоку клином вдается между северным скатом р. Водлы и резко выраженным уступом, известным под названием Андомской возвышенности. По направлению к Онежскому озеру она спускается террасами. Однообразие рельефа равнины нарушается небольшими всхолмлениями и редкими выходами коренных пород вблизи побережья Онежского озера. Долина р. Водлы образует озеровидные расширения.

*Андомская возвышенность* является наиболее высокой и всхолмленной частью плато на крайнем юго-востоке КАССР. Это плато (карбовое) располагается в области развития палеозойских пород, высота его около 200 м. К северо-западу оно резко обрывается к Водлозерской низине, на юго-западе этот уступ, выходя из пределов республики, огибает с юго-востока Онежское озеро и прослеживается в направлении к г. Тихвину и г. Боровичи. Крутой склон плато расчленен глубоко врезанными долинами мелких притоков рек Черной и Колоды (приток р. Водлы). Холмистость плато обязана ледниковой аккумуляции.

*Олонецкая низина* представляет собой холмистую равнину, сложенную мощной толщей четвертичных отложений, в северной части которой имеются выходы коренных пород. Средние высоты равнины — до 100 м на востоке — постепенно уменьшаются к западу. Наряду с плоскими равнинными участками встречаются всхолмленные участки ледниковой аккумуляции, где отдельные гряды, достигающие 40—50 м относительной высоты, ориентированы преимущественно в северо-западном направлении. В южной части низины преобладают куполообразные, лишенные заметной ориентировки холмы высотой 10—15 м, разделенные замкнутыми впадинами. К Ладожскому озеру Олонецкая низина спускается рядом широких террас с высотами 70—80; 55; 40; 20—25 и 18 м.

Приморская и приозерные низменные равнины включают три разрозненных участка, приуроченные к побережью Белого моря (к югу от Чупинской губы), северному и восточному побережью Ладожского озера и юго-восточному побережью Онежского озера. В соответствии с особенностями рельефа этих участков выделяются четыре подрайона.

*Беломорское побережье.* Вдоль берега Белого моря протягивается то расширяясь, то сужаясь, прибрежная сильно заболоченная низина, сложенная морскими отложениями, на которой выделяются сглаженные возвышенности, сложенные кристаллическими породами. Подобные же скалистые выходы в виде бесчисленных островов типа шхер протягиваются вдоль современного морского берега.

В пределах этого участка имеются следы двух трансгрессий, позднеледниковой и послеледниковой, сохранившиеся в виде широких террас и береговых уступов. Из них лучше сохранились уступ и террасы более поздней трансгрессии, имевшей уровень 18—20 м.

Морские террасы почти сплошь заболочены. Аккумулятивные ледниковые формы рельефа почти всюду размыты и лишь кое-где выступают над террасовыми равнинами.

*Приладожская низина.* Вдоль восточного берега Ладожского озера протягивается почти идеально ровная, расширяющаяся к югу низина, сложенная песками и глинами ладожской трансгрессии.

Близ берега озера выделяется неширокая (1—4 км) полоса, сложенная грубыми озерными галечными песками, состоящая из ряда древних береговых валов, протягивающихся в общем параллельно современному берегу озера и достигающих абсолютной высоты 21 м. Местами наблюдаются невысокие (6—9; 11—12; 15 м) песчаные террасы с дюнами, большей частью уже закрепленными растительностью. На равнине иногда встречаются сильно размываемые водами ладожской трансгрессии ледниковые аккумулятивные образования.

*Олонецкая возвышенность*, расположенная в центральной части Олонецкого перешейка, довольно круто спускается к северу к Сямозерской, а к юго-западу к Олонецкой низинам (верховьям р. Важины). Средняя высота возвышенности около 220 м. К западу от нее протягивается Урская гряда, к юго-востоку, вдоль побережья Онежского озера — Шокшинская гряда. Склон возвышенности, обращенный к Онежскому озеру, террасирован.

В современном рельефе этой возвышенности преобладают аккумулятивные формы. Из-под четвертичных отложений местами обнажаются коренные породы, что указывает на наличие поднятий коренного рельефа.

*Юго-западный подрайон* охватывает северо-западное побережье Ладожского озера и северную часть Карельского перешейка, представляя собой сильно холмистую низину, сложенную преимущественно кристаллическими породами. Выходы кристаллических пород сглажены ледником и имеют типичные формы «бараньих лбов» или «курчавых скал». Аккумулятивные ледниковые образования в виде гряд Сальпаусельке протягиваются вдоль границы с Финляндией и лишь частично проходят по территории КАССР.

Сильно раздробленный холмистый рельеф в северной части Ладожского озера создает очень сложные очертания береговой линии. Масса скалистых островков, разбросанных вдоль берега озера, придает ей шхерный характер.

### КЛИМАТ

Климатические условия Карелии разнообразны, что определяется ее географическим положением. На севере, на границе с Мурманской областью, продолжительность дня составляет от 0 до 24 часов. В зимние месяцы солнце здесь или вовсе не показывается из-за горизонта, или невысоко поднимается над ним. В летние месяцы в течение почти 45 дней солнце не скрывается за горизонт.

В южной части Карелии в зимние месяцы продолжительность дня невелика. Летом же дни остаются длинными, хотя и сменяются регулярно светлыми ночами.

При положительном балансе радиации летом и резко отрицательном зимой все же в итоге Карелия имеет отрицательный годовой радиационный баланс.

Продолжительность дневного освещения, имеющая большое значение для полевых работ, все же еще не определяет тепловые условия, так как радиация различно воспринимается в зависимости от состояния подстилающей поверхности. Зимой, когда поверхность покрывается снежным покровом, большая часть (до 95%) падающих на снег прямых солнечных лучей отражается от его белой поверхности, в то время как в летнюю пору от зеленой поверхности травяного покрова или от

песка отражается всего 25—30% падающих лучей; остальная часть радиации используется на прогревание почвы и воздуха. Водная поверхность, наоборот, поглощает около 95% радиации и таким образом лучше использует солнечное тепло. Низкое положение солнца над горизонтом обуславливает увеличение количества отражающейся радиации.

Огромное значение в тепловом режиме принадлежит переносу тепла воздушными массами, а также и морскими течениями.

Карелия целиком лежит в области умеренного климата на окраине огромного материка Евразии, в непосредственной близости от Белого моря и в небольшом удалении от Атлантического океана и Баренцева моря. Влияние материка, с одной стороны, и морей с различным режимом — с другой, сказывается на климате Карелии в зависимости от времен года различным образом.

В связи с общей циркуляцией атмосферы и преобладанием западного потока воздушных масс Атлантический океан оказывает большее влияние на климат, чем материк, расположенный на востоке.

В первую половину зимы преобладающее влияние оказывают относительно теплые и влажные воздушные массы, приходящие с Атлантического океана (морские полярные воздушные массы) и приносящие с собой облачную с осадками погоду и оттепели. Во второй половине зимы преобладают холодные и относительно сухие морские арктические массы воздуха, приходящие из северных частей Баренцева и Гренландского морей или континентальные арктические массы из Сибири, приносящие с собой малооблачную морозную погоду.

Летом Карелия находится под влиянием преобладающих влажных морских полярных и арктических масс воздуха, приносящих с собой пасмурную и дождливую прохладную погоду.

Частая смена воздушных масс, сопровождающаяся появлением циклонов, приводит к большой неустойчивости погоды.

Средние годовые температуры от 0° на крайнем севере увеличиваются до +3° на юге. Особенно низкие средние годовые температуры (до -1,0°) наблюдаются на северо-западе территории, в удалении от берегов Белого моря.

Белое море оказывает на климат Карелии большое смягчающее влияние. Летом медленно прогревающиеся холодные воды охлаждающе действуют на побережье, и весенние и летние явления природы вследствие этого здесь запаздывают по сравнению с удаленными от моря территориями. Осенью же и зимой все сезонные явления на побережье несколько запаздывают, так как нагретые за лето воды моря обогревают примыкающие территории. Особенно сильно это влияние сказывается зимой вследствие того, что удаленные от берегов части моря не замерзают в течение зимы и отдают часть своего тепла. В годовом итоге все же Белое море оказывает утепляющее влияние, что сказывается на расположении годовых изотерм.

Подобное Белому морю влияние на климат оказывают и крупные озера (Ладожское, Онежское, Топ-Озеро, Выг-Озеро и др.), а также болота, однако это влияние носит местный характер и далеко от берегов не простирается.

Годовая сумма осадков от 600 мм на юго-западе уменьшается на север до 400 мм, причем около 70% осадков приходится на теплый период. Наибольшее количество осадков почти по всей Карелии падает на август месяц.

Большое количество осадков на юго-западе связано с тем, что над этим районом особенно часто проходит линия фронта между теплыми и холодными массами воздуха (арктический фронт) и связанные с ним циклоны.

Обычно принятое разделение года на сезоны по трехмесячным периодам мало отвечают действительной их продолжительности, поэтому сезоны здесь выделяются по многолетним среднесуточным температурам воздуха. За зиму условно принимается весь период с отрицательными среднесуточными температурами, за лето — период с среднесуточными температурами выше  $+10^{\circ}$ ; периоды с промежуточными температурами (от  $0^{\circ}$  до  $+10^{\circ}$  и от  $+10^{\circ}$  до  $0^{\circ}$ ) отнесены к весеннему и осеннему сезонам.

Приведенная картограмма (рис. 4) дает представление как о продолжительности, так и сроках наступления температурных периодов.

*Лето.* Среднесуточная температура в  $10^{\circ}$  в южных частях Карелии наступает уже в конце мая. По мере движения к северу сроки появления этих температур отодвигаются, и в самых северных частях республики они наступают в середине июня; особенно сильно запаздывает наступление лета у побережья северной части Белого моря. Значительное запоздание лета (почти на 10 дней) происходит также и на побережье и островах крупных озер (Ладожского и Онежского). Лето заканчивается в конце августа на севере и в середине сентября на юге. Сроки окончания лета несколько задерживаются на побережье Белого моря и озер.

Таким образом, общая продолжительность лета от 110 дней на юге укорачивается до 70 дней на севере.

По всей Карелии лето прохладное, облачное и дождливое. Средние температуры самого теплого месяца (июля) колеблются в пределах  $+17^{\circ}$  на юге до  $+14^{\circ}$  на севере.

Самые высокие температуры летом в отдельные годы, достигающие  $+30$ — $34^{\circ}$ , наблюдаются во внутренних, удаленных от Белого моря частях Карелии. На севере Карелии в отдельные холодные годы отмечались среднесуточные отрицательные температуры даже в июле и августе. Дожди летом выпадают часто, но обычно они несильные, моросящие и длительные. Ливневые дожди, иногда сопровождающиеся грозами, наблюдаются в самое жаркое время и только в южной части Карелии. Большая влажность воздуха, значительная облачность и низкая температура не способствуют испарению воды, почему большая часть выпадающих атмосферных осадков питает озера и болота и стекает по поверхности в виде бесчисленных ручьев и рек.

*Осень.* Первые осенние заморозки появляются на севере в конце августа, а на юге в середине сентября, первые же морозы — в конце сентября. На смену северных воздушных течений приходят южные и юго-западные, а вместе с ними циклоны, приносящие дожди и ветры. Продолжительность осени в среднем по всей Карелии исчисляется в 50—52 дня.

Переход к зиме (среднесуточным отрицательным температурам) происходит на севере в середине октября и на юге — в начале ноября, причем на побережьях также происходит некоторая задержка в наступлении зимы. Примерно к этому же времени приурочено и первое появление снежного покрова; окончательно снежный покров ложится в середине ноября. Озера в северной части замерзают в середине октября, в южной же — в конце ноября — начале декабря.

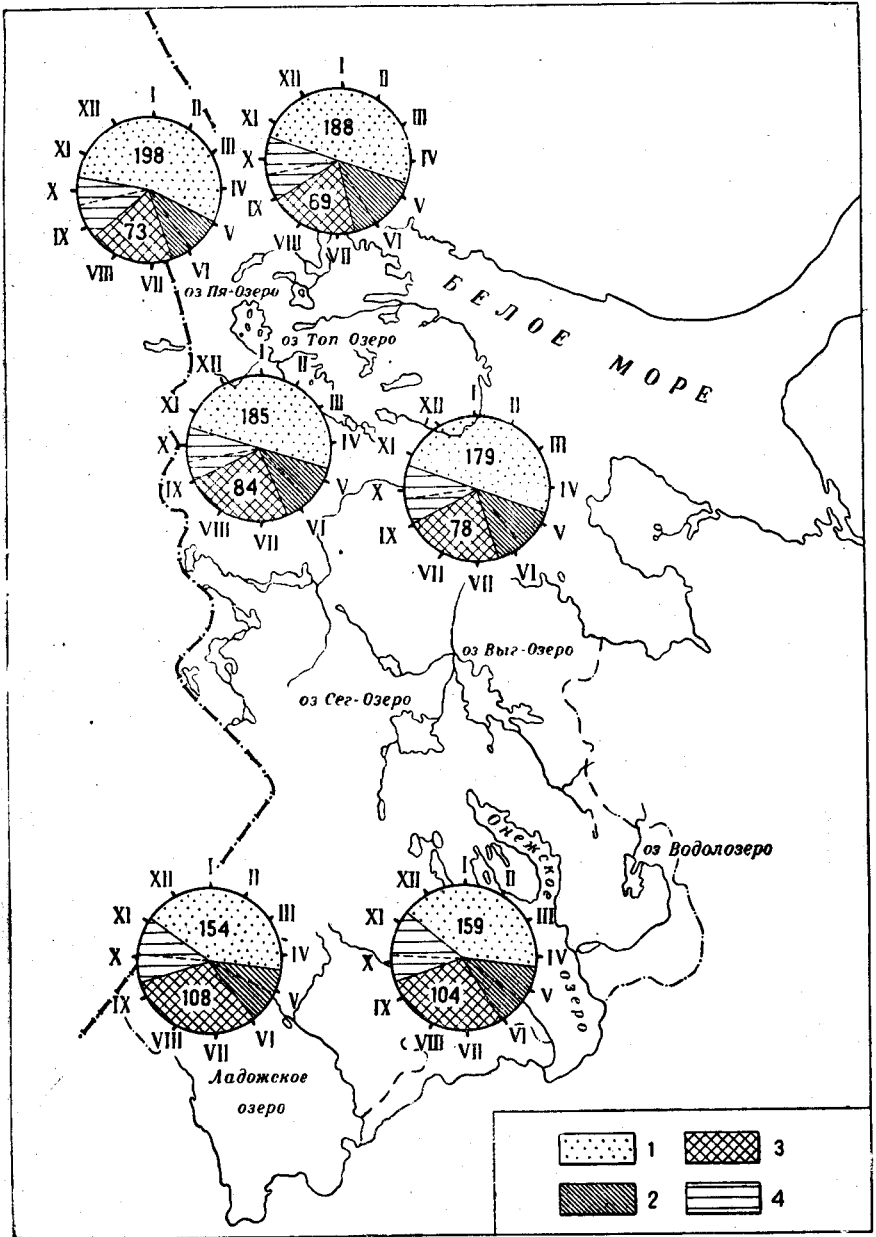


Рис. 4. Температурные сезоны КАССР (по Г. Д. Рихтеру):

1 — зима (отрицательные среднесуточные температуры); 2 — весна (среднесуточные температуры от 0 до +10°); 3 — лето (среднесуточные температуры выше 10°); 4 — осень (среднесуточные температуры от +10 до 0°). Арабские цифры в секторах — число дней (продолжительность периода)

*Зима.* Особенно в первую половину зимы в Карелии преобладают полярные воздушные массы с юго-запада, со стороны Атлантического океана, обуславливающие циклоны, которые приносят с собой низкую облачность, осадки, оттепели и сильные порывистые ветры. Иногда



прорываясь между циклонами с севера и северо-востока, в Карелию врываются холодные массы арктического воздуха, и тогда температура может падать до  $-30-40^{\circ}$ , а в удаленных от моря внутренних частях северной Карелии отмечались и более сильные морозы (до  $-51^{\circ}$ ).

Арктические массы воздуха чаще появляются во вторую половину зимы, с чем связано и меньшее количество пасмурных дней и меньшее количество осадков в это время года. В марте устанавливается ясная морозная погода.

Однако вследствие преобладания полярных масс воздуха зима в Карелии сравнительно мягкая и средние температуры января колеблются в пределах от  $-9^{\circ}$  (на юге) до  $-11^{\circ}$  (на севере). Почти во все зимние месяцы бывают оттепели. Неустойчивость погоды и частая смена температуры связана со сменой воздушных масс.

Несмотря на большую продолжительность зимы (от 155 на юге до 190 дней на севере), за зимний период выпадает менее одной трети годового количества осадков, причем большее количество их падает на юго-западные районы, где снега накапливается в 1,5 раза больше, чем на северо-востоке.

В апреле намечается перелом к весне и переход к положительным среднесуточным температурам. Раньше всего он наступает на юге (в первой декаде апреля), а позже всего (в конце месяца) на севере и Беломорском побережье.

*Весна.* Весной преобладание получают континентальные арктические массы воздуха, уже достаточно прогретые над материком, а потому и относительно сухие и теплые. Атлантические полярные массы воздуха в это время года весьма редко посещают Карелию.

Весна начинается с таяния снега, которое затягивается, так как снег залегает неровно, и отдельные снежные сугробы (особенно в северных порных частях) сохраняются до июня и даже июля. В апреле и мае происходит вскрытие озер, причем раньше вскрываются мелкие и проточные озера. Последние морозы еще наблюдаются в конце мая — начале июня, хотя отдельные заморозки бывают и в июне.

Общая продолжительность весеннего периода от 45 до 55 дней, причем дольше всего весна длится на Беломорском побережье.

Весеннее пробуждение растений приурочено к тому времени, когда среднесуточная температура переходит через  $+5^{\circ}$ , что происходит в южных частях в первых числах мая, а в северных — в конце мая.

## ГИДРОГРАФИЯ

Обилие влаги, водонепроницаемость пород и наличие многочисленных впадин и понижений рельефа — вот основные факторы, обуславливающие обилие поверхностных вод. Карелию часто называют «страной тысячи озер».

Бесчисленные реки и озера всегда играли большую роль в хозяйстве Карелии. При отсутствии железных и грунтовых дорог они были единственными путями сообщения, а рыбные богатства озер и рек служили главным источником существования. После революции, несмотря на появление сети дорог, значение озер и рек даже увеличилось. Строительство мелких каналов, преграждение их плотинами и т. д. позволили использовать древесину в самых удаленных от крупных сплавных рек районах, и вся территория Карелии стала доступной для лесозаготовок и лесосплава.

Реки. Территория Карелии покрыта густой сетью рек и ручьев, которые относятся к бассейнам Белого и Балтийского морей. Лишь на крайнем юго-востоке в пределы Карелии заходит своими верховьями р. Сайда, несущая воды через р. Волгу в Каспийское море.

Вследствие равнинности рельефа водоразделы между бассейнами обычно невысоки и неясно выражены. Часто реки различных бассейнов берут истоки из расположенных рядом и разделенных лишь невысоким перешейком озер или даже одного и того же водораздельного болота или озера. Главный водораздел Балтийского и Белого морей пересекает Карелию в центральной ее части прихотливой извилистой линией.

Большинство рек отличается слабой разработанностью русла и долин и ступенчатым профилем, свидетельствующими о молодости гидрографической сети. Это объясняется как относительно недавним освобождением данной местности от покрывавшего ее ледникового покрова, так и значительной твердостью трудно поддающихся размыву кристаллических пород. Исключение составляют профили рек южной и юго-восточной Карелии, протекающих по легко размываемым рыхлым четвертичным наносам и осадочным породам. В большинстве случаев реки используют сложную сеть тектонических разломов, чем объясняется определенная закономерность в их расположении.

Значительная часть рек соединяет цепи озер, представляя собой короткие протоки, которые спадают широким каскадом, часто распадающимся на ряд отдельных рукавов, и образуют многочисленные пороги и водопады. Доля собственных речных участков во всей длине реки невелика, большая же часть приходится на проточные озера. Так, например, из всего протяжения р. Суны на долю озеровидных расширений приходится около 88% ее длины. Иной характер имеют реки, проложившие свое русло по дну спущенных озер или древних озерных террас. Долины таких рек хорошо выражены и имеют равномерный уклон.

Реки южной части республики, протекающие в области развития палеозойских осадочных пород, имеют глубокие долины с террасированными склонами. Порожистые участки приурочены или к выходам более твердых пород, или к местам скопления крупного валунного материала.

Питаются реки за счет атмосферных осадков и талых снеговых вод, подземное питание (карстовые воды) имеет место только для рек юго-восточного района.

Вследствие большой озерности и обилия болот сток рек хорошо зарегулирован и высокого весеннего половодья не наблюдается. Озера являются не только регуляторами стока, но и отстойниками, где реки оставляют взвешенный в воде материал, почему воды, вытекая из озер, отличаются исключительной прозрачностью.

Значительное падение рек на коротких порожистых участках и хорошая естественная зарегулированность стока весьма благоприятны для гидроэнергетического их использования. Судостроительство же, как правило, невозможно, однако густая разветвленная гидрографическая сеть позволяет по всей территории производить сплав леса.

Озера. Количество озер Карелии по ориентировочному учету превышает 40 тыс., общая площадь их составляет не менее 18% всей площади республики. Преобладают озера небольших размеров. Наиболее крупные озера — Ладожское (свыше 18 тыс. км<sup>2</sup>) и Онежское (около 10 тыс. км<sup>2</sup>) большей частью своей площади располагаются на террито-

рии КАССР. Пять озер (Топ-Озеро, Выг-Озеро, Пя-Озеро, Сег-Озеро, Водл-Озеро) занимают площадь свыше  $500 \text{ км}^2$  каждое, 11 озер имеют площадь от  $500$  до  $200 \text{ км}^2$  и 20 озер от  $200$  до  $10 \text{ км}^2$ . Большая часть озер имеет удлиненную форму и вытянута с северо-запада на юго-восток, что объясняется тектоническим образованием их котловин. Неровное дно с глубокими щелеобразными впадинами—ямами, разделенными скалистыми выступами дна в виде каменистых мелей («корг») или скалистых островов, указывает на молодость водоемов. Лишь местами встречаются мелкие озера с ровным илистым дном и зарастающими берегами, вода которых была спущена реками.

По своему характеру озера могут быть разделены на несколько типов.

*Озера-протоки*, представляющие собой расширенные спокойные (плёсовые) части речного русла. Они имеют обычно небольшую ширину и вытянуты по направлению долины реки. Берега таких озер мало изрезаны. Ложбинообразное дно их довольно ровное и обычно покрыто песком. Количество воды, приносимое в озеро главной рекой, почти равно количеству воды у истока из озера. Вода в этих озерах быстро обменивается и перемешивается до дна. В озерах наблюдаются постоянные течения, направленные в одну сторону и отвечающие уклону дна реки.

*Озера котловинные*, стóчные занимают котловину, в которую сливают воды многочисленные реки, сток же осуществляется одной крупной рекой.

В зависимости от первоначальной формы котловины и характера окружающего рельефа очертания таких озер весьма разнообразны. Так как большинство котловин тектонического происхождения, то и в очертании озер тектонические направления имеют главное значение. Озера и их многочисленные узкие длинные заливы—губы большей частью вытянуты в направлении разломов. Озера, образовавшиеся в котловинах моренного происхождения, имеют прихотливые очертания с массой лопастных широких заливов округлой формы и изобилуют островами различной величины. Дно озер неровное с многочисленными впадинами и мелями, наиболее глубокие участки его заилены, в более мелких развиты песок или скопления валунов и выходы коренных пород. Обмен вод несколько затруднен, вследствие чего в глубоких ямах застаивается холодная вода. К этому типу относится большинство озер Карелии.

*Мелководные озера — ламбины* — большей частью являются остатками спущенных древних крупных озер, сохранившихся в наиболее глубоких участках их дна. Очертания таких озер обычно более просты и чаще они имеют округлую или овальную форму, небольшие глубины и ровное дно, сложенное илами. Низкие заболоченные песчаные или песчано-глинистые берега таких озер быстро зарастают.

*Глухие озера*, не имеющие видимого стока, располагаются обычно среди болот или заболоченных лесов. Излишек воды из них расходуется на питание окружающих болот. Берега нередко переходят в сплаvinу, разрастающуюся в глубь озера. Дальнейшее развитие сплаvinы приводит к полному зарастанию озера и превращению его в болото. Такие озера, имеющие темную гумусированную воду, богатую органическими кислотами и бедную кислородом, почти лишены органической жизни. Торфяные берега и илистое дно озер чрезвычайно бедны водными растениями.

*Карстовые озера* встречаются в юго-восточной части Карелии на поверхности известнякового карбонового плато. Некоторые из них, не имеющие поверхностного стока, сообщаются подземными стоками. Воды содержат много растворенной извести, жестки, прозрачны.

На территории Карелии озера распределены весьма неравномерно. Большая часть их приурочена к районам с резко выраженным холмисто-горьдовым рельефом (северная часть республики и район, примыкающий с севера к Онежскому озеру). В горных районах, а также на участках с равнинным рельефом количество озер резко уменьшается. Так почти отсутствуют озера на низменном Беломорском побережье и на древне-озерных террасах, окружающих крупные озера (Топ-Озеро, Куйто) и во впадинах, являющихся в прошлом дном спущенных озер (среднее течение р. Кемь).

Белое море оказывает огромное влияние на все стороны природы и хозяйства Карелии.

Сравнительно небольшое по площади (около 94 тыс. км<sup>2</sup>) Белое море глубоко вдается в сушу и таким образом является внутриматериковым. За границу Белого моря условно принимают линию, соединяющую мыс Святой Нос (на Кольском п-ове) с мысом Канин Нос (на Канинском п-ове). В этих пределах Белое море разделяется на три части, резко отличающиеся друг от друга как по очертаниям и глубинам, так и по гидрологическому режиму.

Наибольшую часть занимает так называемый «Бассейн» — глубокая котловина (до 380 м), которая в виде широкого желоба протягивается с северо-запада на юго-восток, образуя Кандалакшский залив и Двинский залив (или губу). Параллельно главной оси моря вытянут мелководный Онежский залив, имеющий соединение с бассейном в районе Соловецких островов.

«Бассейн» через неглубокий (от 40 до 100 м) и узкий (до 40 км) пролив, называемый «Горлом», соединяется с «Воронкой» — мелководной частью моря, расширяющейся в сторону Баренцева моря. Многочисленные песчаные мели «Северные кошки» преграждают поперек «Воронку» и затрудняют обмен вод Белого моря с океаном.

Изолированная от Баренцева моря мелководными «Горлом» и «Воронкой» котловина «Бассейна» имеет своеобразный гидрологический режим. Теплые струи Атлантического течения, обогревающие воды у Мурманского берега, не проникают в бассейн Белого моря и температура его соленых вод на глубинах от 50—60 м и до дна в течение всего года не поднимается выше  $-1,4^{\circ}\text{C}$ . Таким образом, большие глубины по гидрологическому режиму и условиям существования фауны имеют характер высоко арктических морей и сильно отличаются от сравнительно теплого Баренцева моря. Верхний слой воды, опресненный за счет поступающей из рек воды, в летнее время нагревается до  $14-15^{\circ}$ , зимой же быстро охлаждается и достигает отрицательных температур.

Вследствие постоянного перемешивания ветрами и приливными течениями вода в «Горле» и в «Воронке» летом во всей толще прогревается до  $+8^{\circ}$ , зимой же охлаждается до  $-1,8-1,9^{\circ}$ , сохраняя одинаковую соленость. Мелководная Онежская губа по своему гидрологическому режиму приближается к «Горлу» и «Воронке», в то время как более глубокие Двинский и Кандалакшский заливы — к «Бассейну». Вследствие значительного притока речных вод из Сев. Двины, Онеги и других рек в море возникают поверхностные морские течения.

Зимой мелководные заливы и побережье Белого моря покрываются сплошным льдом, центральная же часть «Бассейна», «Горло» и «Воронка» бывают забиты плавающими льдами.

Фауна Белого моря беднее фауны Баренцева, что определяется своеобразием его гидрологического режима, но все же рыбные богатства моря значительны. В море добывается в большом количестве сельдь, навага, треска, но особое значение имеет промысел проходной рыбы — лосося или семги, поднимающейся из моря для икрометания в реки.

В «Воронке» и «Горле» ранней весной на плавучих льдах собираются тысячные стада гренландского тюленя, которого здесь добывают со специально оборудованных ледокольных судов. В других частях моря добываются также тюлень-нерпа, морской заяц, а из дельфинов — белуха; касатка, нарвал и морская свинья в Белом море встречаются редко и промыслового значения не имеют.

Болота. Хотя в общей сложности болота покрывают значительную часть территории Карелии, они не образуют крупных массивов, а занимают замкнутые котловины среди холмов и гряд. Болота Карелии весьма разнообразны как по характеру увлажнения, запасам торфа, так и по растительности.

Болота минерального питания (эуτροφные), с густым травянистым, кустарниковым или древесным покровом занимают незначительные площади по долинам рек, у подножия склонов моренных гряд и т. п.

На плоских повышенных водоразделах с затрудненным стоком развиваются моховые болота, питающиеся главным образом атмосферными осадками (олиготрофные).

Чаще всего встречаются болота смешанного атмосферно-грунтового питания (мезотрофные), располагающиеся в замкнутых котловинах с затрудненным стоком. В небольшом количестве встречаются болота, образовавшиеся на месте заросших озер. Перечисленные типы болот встречаются вместе, образуя комплексные болота, в которых торфяные покрытые мхом гряды и бугры чередуются с травянистыми мочажинами.

Болота Карелии содержат огромные запасы торфа, однако разработки его пока незначительны. Осушенные болота (особенно травяные и комплексные) после соответствующих агрокультурных мероприятий превращаются в хорошие луговые и пахотные угодья. Благодаря освоению болот, широко практикуемому в настоящее время, сельское хозяйство расширило свои пределы до северных границ республики.

### **ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ**

Почвы Карелии относятся к типу подзолистых и болотных. Непосредственно на коренных породах процесс почвообразования протекает замедленно и грубые щебнистые почвы несут лишь слабые признаки подзолообразования. Часто под моховой подушкой можно встретить почти не измененные почвообразовательными процессами обломки пород в виде щебня и дресвы.

В подзолистых почвах верхний слой (горизонт) имеет темную окраску, благодаря присутствию в нем полуразложившихся органических остатков — гумуса. Под этим слоем залегает белесый подзолистый горизонт, откуда все растворимые соли выносятся в нижний

горизонт желтовато-бурого цвета от окисей железа. В зависимости от мощности и степени выраженности подзолистого горизонта почвы разделяются на скрытоподзолистые, где различия в окраске отдельных горизонтов незначительны, слабо- и среднеподзолистые; наиболее развитые почвы подзолистого ряда называются подзолами.

Значительно лучше подзолистые почвы развиты на ледниковых суглинистых наносах. Здесь, в зависимости от увлажнения и песчаности грунтов можно встретить почвы скрыто-, слабо- и среднеподзолистые. Типичные подзолы с хорошо выраженным горизонтом подзола чаще всего развиваются на мощных и легко проницаемых для воды песчаных накоплениях озерных и речных террас. Совершенно своеобразные темноцветные, богатые гумусом почвы развиваются в Заонежье на углистых сланцах и шунгитах или на морене, содержащей большое количество их щебня и валунов. По большой питательности этих почв и темному цвету их часто называют «карельскими черноземами».

В условиях затрудненного стока и застоя грунтовых вод подзолистые почвы сменяются подзолисто-болотными и болотными разновидностями. Для этих почв характерно накопление голубоватых закисных соединений железа (глея), образующихся из-за недостатка кислорода в застойных водах. Часто на таких почвах залегают мощные толщи торфа (глево-торфяные почвы).

Перечисленные типы почв встречаются совместно на различных элементах рельефа, образуя пеструю картину распределения.

Растительность. Леса занимают около  $\frac{2}{3}$  всей территории Карелии. Характер лесов неоднороден и ботаники выделяют здесь три подзоны: северную, среднюю и южную.

В северной подзоне леса состоят преимущественно из сосны и ели с небольшой примесью мелколиственных пород (береза, осина, рябина и др.). Редкостоящие деревья невысоки, сильно сучковаты и имеют медленный прирост. Подлеска в лесах обычно не бывает, в травяно-кустарниковый же покров входит большое количество северных форм (полярная березка, вороника, багульник и др.), типичных для зоны тундры. Леса обычно сильно заболочены и сравнительно мало продуктивны. Лучшие по продуктивности сосновые леса встречаются на озерных и речных террасах с обеспеченным поверхностным и грунтовым стоком. По долинам ручьев и рек, а также по склонам моренных гряд и холмов чаще растут еловые и елово-березовые леса. Скалистые вершины холмов и гряд, каменистые россыпи и выходы коренных пород покрыты низкорослыми и сучковатыми соснами.

На значительных высотах Северной Карелии проявляется вертикальная поясность растительности. Склоны гор до высоты 450—500 м покрыты хвойными лесами, сменяющимися выше полукустарниковым березовым криволесьем. На вершинах, превышающих 550—600 м, скалы и каменистые россыпи покрыты лишайниками. Между камнями растут горнотундровые растения.

Лесотундровые и тундровые растительные ассоциации встречаются отдельными пятнами и на небольших высотах у холодного побережья Белого моря, в северной части Кандалакшского залива.

Южная граница северной подзоны проходит севернее Сег-Озера и Выг-Озера.

Средняя подзона отличается более высоким и густым древостоем и большим разнообразием пород. Кроме сосны и ели, в большом коли-

честве развиты мелколиственные породы (береза, осина, рябина) и единичные экземпляры (в виде больших деревьев или подлеска) некоторых широколиственных пород (липа, клен, ильм), по-видимому, сохранившихся от бывших ранее (в послеледниковое время) более теплых климатических условий. Изучение остатков пыльцы торфяников показывает, что в недавнем прошлом широколиственные породы были распространены значительно севернее современных пределов. В некоторых особенно благоприятных в климатическом и почвенном отношении местах, например по берегам Онежского озера, широколиственные породы встречаются в большом количестве, образуя как бы островки более южной зоны широколиственных лесов среди тайги.

На юго-западе Карелии, в районах с лучшими почвами можно встретить даже единичные экземпляры таких южных древесных пород, как дуб и ясень. Леса подзоны средней тайги отличаются более быстрым ростом и высокой производительностью.

Леса Карелии весьма разнообразны по своему составу и внешнему облику. Наибольшим распространением пользуются разнообразные сосновые леса. На ровных, хорошо дренированных участках, сложенных песчано-глинистыми отложениями, встречаются лучшие по производительности высокоствольные сосновые леса — зеленомошники. Среди высоких стволов сосен в виде примеси встречаются береза и ель. Редкий подлесок состоит из можжевельника и ольхи. В сплошном покрове из зеленых мхов много ягодных кустарников — черники, брусники, вороники, причем черника преобладает в более южных районах, брусника же и вороника — в более северных.

В условиях затрудненного стока зеленые мхи в сосняках заменяются мхом кукушкин лен, а сосняки-долгомощники становятся более низкорослыми.

В условиях еще большего заболачивания, обычно по окраинам болотных массивов располагаются малопродуктивные сфагновые сосняки с густым покровом из сфагновых мхов. Наряду с ягодными кустарничками (брусника, голубика, черника), в покрове встречаются многие чисто болотные растения (болиголов, андромеда, пушица), а на севере также тундровые растения (морозка, вороника, полярная березка).

По берегам рек и ручьев изредка встречаются травяные сосняки с густым подлеском из ивы, рябины, смородины и разнообразным и богатым травяным покровом.

Песчаные речные и озерные террасы занимают сухие сосновые боры-беломощники с покровом из разнообразных лишайников и редких кустиков брусники, вороники, черники, а в южных частях — вереска. В борах-беломощниках сучковатые и низкорослые сосны стоят редко, в связи с чем леса эти малопродуктивны.

Еловые леса, также разнообразные по своему облику, занимают меньшие площади и приурочены к более увлажненным и питательным грунтам.

*Луга.* Естественные луга в Карелии встречаются только на Беломорском побережье. Эти приморские луга, типа маршей, приспособлены к жизни на засоленных грунтах. Отсутствие весенних паводков не благоприятствует развитию пойменных лугов. В настоящее время непрерывно увеличивается площадь искусственных лугов на месте осу-

шаемых болот. В южной части Карелии появляется значительное количество суходольных лугов на местах вырубок и расчистки леса.

*Водная растительность.* Многочисленные водоемы Карелии довольно богаты разнообразной водной растительностью, которая в своем распространении зависит не столько от климатических условий, сколько от гидрологического режима водоема.

В глубоких и спокойных реках и озерах водная растительность распределяется в зависимости от глубины дна. В мелководье у берегов преобладают осоки и другие травянистые растения, сменяющиеся в более глубоких частях камышом и тростником. Дальше от берега (до глубины 3—4 м) растут водяные лилии и кувшинки, сменяющиеся широколиственными рдестами (до глубины 4—5 м). На больших глубинах встречаются только растения, целиком погруженные в воду (узколистные рдесты, водоросли) и, наконец, на самых больших глубинах лишь микроскопические водоросли — планктон.

В зависимости от условий прибора, уклона, строения дна и других гидрологических условий указанное распределение растительности может изменяться, и многие зоны могут выпадать.

В участках быстрого течения рек растительность бедна и иногда представлена лишь микроскопическими водорослями.

С обилием водной растительности связано богатство водоемов рыбой. Отмирающая растительность отлагается на дне озера, образуя слой торфа или органического ила — сапропеля. Местами в водоемах и болотах отлагаются илы, состоящие из кремнистых створок диатомовых водорослей, получивших название диатомитов, имеющих промышленное значение.

*Дикорастущие полезные и лекарственные растения.* Из дикорастущих пищевых растений наибольшее значение имеют разнообразные ягоды (морошка, черника, голубика, брусника, клюква, малина, земляника, смородина и др.) и грибы. Из лекарственных: ландыш валерьяна, вахта, крушина, толокнянка, богородская трава, шиповник и др.

## ОСНОВНЫЕ ЭКОНОМИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Территория Карельской АССР до Великой Октябрьской социалистической революции представляла собой отсталую и запустелую «окраину» царской России. Промышленность в пределах ее была представлена лишь несколькими небольшими металлургическими заводами и примитивными лесопилками. Добываемая древесина отправлялась за границу в необработанном виде. Мелкое сельское хозяйство имело только в южных районах.

После победы Великой Октябрьской социалистической революции положение коренным образом изменилось. В 1920 г. на территории бывшей Олонецкой губернии и Кемского уезда Архангельской области была организована Автономная Карельская Коммуна, которая в 1923 г. вошла в СССР как Автономная Карельская Советская Социалистическая Республика. Началось развитие производительных сил республики. Быстрыми темпами стала развиваться промышленность и осваиваются новые территории.

В настоящее время основой экономики Карелии являются заготовка леса, деревообрабатывающая и целлюлозно-бумажная промышленность. Другие отрасли промышленности — горнодобывающая, ме-



таллургическая, легкая, пищевая, а также сельское хозяйство занимают второстепенное место. Промышленность республики развивается на базе использования местных энергетических ресурсов (гидроэлектростанции и теплостанции), строительство которых ведется непрерывно. Развитие промышленности сопровождается строительством железных и шоссейных дорог, связывающих отдаленные части республики с основной железнодорожной магистралью (Кировской ж. д.), соединяющей крупные центры Советского Союза г. Мурманск—г. Петрозаводск—г. Ленинград. В 1932 г. был выстроен Беломорско-Балтийский канал, соединивший Белое море и Онежское озеро и позволяющий проходить судам каботажного плавания.

В связи с развитием промышленности Карелии и ростом населения, быстро начало развиваться сельское хозяйство. Посевные площади после революции возросли в 2,5 раза, а урожайность в связи с применением специальных сортов семян и агротехническими мероприятиями увеличилась вдвое. До революции северная граница сельскохозяйственного производства проходила севернее Онежского озера; в настоящее время земледелие проникло за северные пределы Карельской АССР. Существенные изменения произошли и в составе сельскохозяйственных культур. Кроме ячменя, озимой ржи, овса и льна быстро развиваются культуры пшеницы и картофеля, вблизи новых промышленных центров огородничество, а в южных районах — и плодоводство.

Огромных успехов Карелия добилась в области культуры. На территории республики имеется более 500 школ, целый ряд техникумов, высших учебных заведений, научно-исследовательских учреждений, много театров, клубов и т. п.

По своей общей народнохозяйственной структуре Карельская АССР представляет единый экономический район. По естественноисторическим условиям, различиям в хозяйственной специализации, степени развития тех или иных отраслей и особенностям размещения и использования природных богатств, а также по перспективам развития в пределах республики выделяется несколько экономических районов.

1. Северное Приладожье, охватывающее Сортавальский, Суоярвский и Олонецкий административные районы, отличается от других экономических районов сравнительной многосторонностью структуры хозяйства. Целлюлозно-бумажная и деревообрабатывающая промышленность занимает здесь первое место по размерам продукции (бумажно-целлюлозные комбинаты в Питкяранта и Харлу, бумажная фабрика в Ляскеля и др.).

Малая металлургия и металлообработка представлены Олонецким мотороремонтным заводом, металлургическим заводом Вяртсиля. В Северном Приладожье имеется также ряд предприятий легкой и пищевой промышленности.

Горнодобывающая промышленность в настоящее время играет незначительную роль, но перспективы к расширению ее в области нерудных ископаемых (пегматитов, каменностроительных материалов, сернокислотного сырья) практически неограничены.

Рассматриваемый экономический район обладает более благоустроенной и разветвленной сетью железных и грунтовых дорог по сравнению с другими районами Карелии. Развитию экономики Северного Приладожья благоприятствует наличие Ладожского озера, связывающего этот район с крупным промышленным центром Советского

Союза г. Ленинградом, а также относительно развитое в масштабах Карелии сельское хозяйство, что объясняется благоприятными почвенными и климатическими условиями.

2. Прионежье включает Прионежский, Пряжинский, Заонежский, Кондопожский, Медвежьегорский и Пудожский административные районы. Здесь находится индустриальный и культурный центр республики г. Петрозаводск. По объему заготовок леса этот район занимает первое место в республике. На территории данного экономического района имеются крупные деревообрабатывающие предприятия — лесопильные заводы, мебельные фабрики, домостроительный комбинат и т. п. Целлюлозно-бумажная промышленность представлена крупным Кондопожским комбинатом.

Особенностями этого района является наличие крупных металлообрабатывающих предприятий, обслуживающих основные отрасли экономики республики — лесную и рыбную промышленность. Потребности предприятий в электроэнергии удовлетворяются гидроэлектростанциями, построенными на р. Суне, а также крупными теплоэлектростанциями.

В транспортном отношении район является неравноценным. Более удаленные части его связаны с основной железнодорожной магистралью республики только Онежским озером.

Сельское хозяйство предусматривает удовлетворение потребностей г. Петрозаводска и других расположенных здесь индустриальных центров и рабочих лесных предприятий в овощах, молоке и других продуктах.

В районе имеются перспективы развития горнодобывающей промышленности (железо, каменно-строительные материалы) и торфа.

3. Средняя Карелия включает Сеgezский, Ругозерский и Беломорский административные районы. Этот экономический район по сравнению с двумя предыдущими значительно менее развит в промышленности и сельском хозяйстве. На территории его находится Сеgezский целлюлозно-бумажный и домостроительный комбинат, являющийся одним из крупнейших предприятий этого типа в Советском Союзе. Кроме того, имеется ряд предприятий по переработке древесины.

Лесозаготовительная промышленность обеспечивает не только расположенные здесь предприятия, но и позволяет вывозить древесину за пределы республики.

Природные условия и использование возможностей, связанных с сооружением Беломорско-Балтийского канала, позволили построить в рассматриваемом районе крупные гидроэлектростанции, которые обеспечивают электроэнергией многие предприятия.

В районе имеются перспективы к развитию горнодобывающей промышленности, в первую очередь за счет освоения Парандовского серноколчеданного и тяготеющего к этому району крупнейшего Костомукшского железорудного месторождений.

4. Северная Карелия, включающая Лоухский, Кемский и Калевалы административные районы, отличается слабо развитой экономикой. Характерной особенностью этого района является наличие относительно крупной горнодобывающей промышленности (слюда, пегматиты и кварц). Район имеет перспективы дальнейшего развития рудной (алюминий, железо и др.) и нерудной (кварц, слюда, полевой шпат) промышленности.

Заготавливаемая в районе древесина экспортируется через порты Кемь и Кереть за границу. В пределах этого района имеются два деревообрабатывающих предприятия.

Дальнейшее строительство электростанций как в Средней, так и Северной Карелии и соединение Карельской энергосистемы с Мурманской явится могучим фактором к дальнейшему экономическому росту Средней и Северной Карелии.

Северная и Средняя Карелия являются районами с довольно развитым озерным и морским рыболовством. С этим связано создание рыбоконсервного комбината в г. Беломорске и нескольких небольших рыбозаводов, судостроительных и судоремонтных предприятий.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

---

Карельская АССР охватывает юго-восточную часть Балтийского кристаллического щита, что и определяет главную геологическую особенность данной территории, характеризующейся преимущественным распространением докембрийских образований. Кристаллические породы докембрия непрерывно прослеживаются на север в пределах Мурманской области и на запад на территории Финляндии; на юге же они скрываются под горизонтально залегающим чехлом палеозойских отложений, заходящих в пределы Карелии только по ее южной окраине. Докембрийские и палеозойские образования на территории Карельской АССР почти повсеместно покрыты иногда значительной мощности плащом молодых отложений кайнозойской группы (четвертичной системы).

На территории распространения докембрийских образований различаются два крупных района: Беломорский, расположенный в северо-восточной части республики вдоль западного (Карельского) берега Белого моря и уходящий на территорию Мурманской области, основные черты геологического строения которого определились в архейский период, и расположенный юго-восточнее Карельский, охватывающий основную часть площади республики, главные геологические особенности которого сложились в протерозойский этап развития данной территории. Кольский район, аналогичный Карельскому по своему строению, ограничивает Беломорский район с северо-востока в пределах Мурманской области.

Беломорский район отличается почти исключительным распространением на его площади архейских образований, представленных глубокометаморфизованными осадочными и изверженными породами. Большую часть территории его слагают древнейшие в Карельском докембрии разнообразные по составу гнейсы и амфиболиты, объединяемые в беломорскую серию. Лучше всего эта серия изучена в центральной части Беломорского района, где большинством исследователей принято деление ее на три последовательные толщи (см. геологическую карту). Согласно Д. Т. Мишареву, В. С. Смирновой, Р. И. Солодкой беломорская серия представлена нижней (керетьской) толщей, состоящей из биотитовых и частью амфиболовых гнейсов и амфиболитов, обычно интенсивно гранитизированных и мигматизированных и превращенных в гранито-гнейсы; средней (хетоламбинской) толщей, сложенной амфиболитами, амфиболовыми, частью биотитовыми и биотито-гранатовыми гнейсами, местами сильно мигматизированными, и верхней (лоухской) толщей, представленной гранато-биотитовыми, кианито-гранато-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами, частью сланцами и только на отдельных участках мигматизированными и гранитизированными. К. А. Шуркин же расчленяет верхнюю толщу еще на две: собственно лоухскую, характеризующуюся переслаиванием киани-

то-гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов, и вышележащую енскую, в основном сложенную кианито-гранато-биотитовыми гнейсами.

В пределах Беломорского района указанные нижняя и средняя толщи расположены симметрично с юго-запада и северо-востока относительно верхней, занимающей среднюю, осевую часть.

Судя по характеру разреза, породы беломорской серии, первоначально представлявшие собой геосинклинальные — осадочно-вулканогенные (нижняя и средняя толщи) и терригенные песчано-глинистые (верхняя толща) образования, претерпели глубокий региональный метаморфизм и ультраметаморфизм (гранитизацию) в связи с интенсивными тектоническими движениями и интрузивным магматизмом в архейский период.

В отличие от В. М. Тимофеева и Н. Г. Судовикова, выделявших в архее Беломорского района две эпохи диастрофизма — нижнеархейскую и верхнеархейскую, в настоящее время в одном архейском цикле различаются лишь ранние и поздние фазы архейской складчатости. С первыми связаны интрузии различных по составу пород, от основных до кислых, со вторыми — возникновение микроклиновых гранитов и связанных с ними процессов мигматизации и гранитизации. К этому же позднему этапу магматизма относятся преимущественно мелкие интрузии основных и ультраосновных пород, внедрение которых происходило частично до, частично после образования микроклиновых гранитов.

Среди ранних интрузий архея выделяются сильно измененные ультраосновные и основные породы, в большинстве случаев превращенные в различные амфиболиты и эклогиты, а также гнейсо-диориты, кварцевые диориты и гнейсо-гранодиориты, олигоклазовые (частью плагио-микроклиновые) граниты и гнейсо-граниты.

Различные по составу амфиболиты образуют многочисленные согласные тела во всех толщах беломорской серии. Однако вследствие глубокого метаморфизма, уничтожившего следы первичного состава и структуры, интрузивные ортоамфиболиты обычно трудно отличимы или совсем не отличимы от амфиболитов, образовавшихся за счет основных эффузивов или осадочных отложений. Поэтому выделение различных по генезису амфиболитов во многих случаях является условным.

Гнейсо-диориты и кварцевые гнейсо-диориты группы ранних интрузий на территории Беломорского района имеют очень ограниченное распространение. Относительно крупные тела их известны в районе с. Поньгома среди гнейсов беломорской серии. Обычно диоритовые породы тесно связаны с более поздними кислыми членами той же ранней архейской группы — олигоклазовыми гранитами и гнейсо-гранитами. Необходимо отметить, что последние, хотя и встречаются на всей территории Беломорского района, но проявляются, как правило, в виде небольших массивов и мелких жильных тел (инъекций) среди гнейсов беломорской серии.

Поздние архейские интрузии включают основные и ультраосновные породы, известные в литературе под названием друзитов, гнейсо-диоритов, гранитов и гнейсо-гранитов. Ранее эти интрузивные образования рассматривались как верхнеархейские (постботнийские).

Друзиты, представленные габбро-норитами, частью перидотитами, пироксенитами, габбро-лабрадоритами, лабрадоритами, слагают небольшие бескорневые интрузии, а также дайки и жилы, широко распространенные среди гнейсов и мигматитов беломорской серии. К. А. Шуркин, приписывая превращенным в амфиболиты основным

породам ранней группы архея эффузивное происхождение, подразделяет рассматриваемые здесь позднеархейские основные интрузии по времени их образования относительно складчатости на ранне-, поздние и посторогенные.

Гнейсо-диориты поздней группы пользуются очень незначительным распространением в Карелии. Они известны в виде небольших тел в северной части республики, где, возможно, представляют собой южное продолжение гранулитовой формации, имеющей широкое распространение на территории Мурманской области.

Преобладающими в группе поздних архейских интрузий являются плагио-микроклиновые граниты. Часто среди них встречаются гранодиориты и диориты. С этими гранитами связано образование мощных зон мигматитов и большей части пегматитовых жил Западного Беломорья, являющихся источником слюды и керамического сырья. По вопросу о генезисе данных гранитов существуют принципиально различные мнения. Одни исследователи считают их магматическими, в значительной мере палингенными, другие — метасоматическими. Наряду с этим существует точка зрения, допускающая наличие гранитов различного происхождения.

В настоящее время кали-аргоновым методом для позднеархейских микроклиновых гранитов и их пегматитов Беломорского района определяется абсолютный возраст в  $1950-2000 \cdot 10^6$  лет\*.

Наряду с архейскими интрузивными образованиями в пределах территории Беломорского района многие исследователи (Тимофеев, Судовиков, Косой и др.) выделяли интрузии основных пород и гранитов предположительно протерозойского возраста. Интересно отметить, что новые определения абсолютного возраста некоторых пегматитов в районах с. Калгалакши, с. Поньгома и Пиземского озера дают величины в  $1720-1770 \cdot 10^6$  лет, соответствующие возрасту нижнепротерозойских образований различных районов Северной, Центральной и Южной Карелии.

Образованные в результате архейского орогенеза складчатые горные сооружения (*беломориды*) имеют общее северо-западное простирание при преобладающем, но изменчивом падении на северо-восток. На фоне этой общей структуры наблюдаются более мелкие складчатые структуры северо-восточного простирания с осевыми плоскостями, опрокинутыми в северной части на юго-восток и в южной на северо-запад. Архейские образования Беломорского района слагают часть обширного синклинория, закончившего свое развитие в допротерозойское время и в последующий период карельской складчатости, являвшегося крупным жестким срединным массивом (Беломорский блок).

\* *Примечание редактора.* Здесь, как и в дальнейшем тексте, приводятся величины абсолютного возраста для слюд различных метаморфических и магматических пород, полученные кали-аргоновым методом в результате систематических радиогеологических исследований дочетвертичных образований Карелии, которые проводились Лабораторией геологии докембрия АН СССР (Э. К. Герлинг).

Вследствие установления Э. К. Герлингом (1957 г.) новой, более точной величины константы  $K$ -захвата  $K_{40}$ , приводимые в данном томе цифры отличаются от ранее опубликованных несколько большей величиной (примерно на 10%).

Оценивая цифры кали-аргонового метода для слюд из докембрийских пород, А. А. Полжанов указывает, что абсолютные величины для осадочно-метаморфических пород отражают возраст метаморфизма последних (время появления метаморфогенных слюд), тогда как для магматических образований (неизмененных) они соответствуют возрасту самих пород (времени появления магматогенных слюд).

Карельский район является более сложным по строению и более разнообразным по возрасту и составу слагающих его кристаллических образований докембрия.

В пределах этого района, охватывающего основную часть территории Карельской АССР, а также район возвышенности Ветреного пояса (Архангельская область) и Карельский перешеек (Ленинградская область), выделяется ряд крупных зон: синклиновых — сложенных нижнепротерозойскими и среднепротерозойскими образованиями (Северо-Карельская, Восточно-Карельская, Западно-Карельская и Восточно-Финляндская), и антиклинорных — в пределах которых на поверхность выступают главным образом архейские и нижнепротерозойские магматические образования (Северо-Карельская, Центрально-Карельская и Восточно-Финляндская).

В Карельском районе архейские гнейсы в значительной мере уничтожены и наблюдаются только в виде реликтов среди более молодых архейских и протерозойских гранитоидов и их мигматитов. Широко распространены разнообразные архейские и протерозойские гранитоиды (олигоклазовые и микроклиновые) и их мигматиты. Данные, полученные за последние годы, позволили выделить в пределах полей архейских гранитоидов новые площади распространения протерозойских гранитов. Однако наряду с этим часто не представляется возможным расчленить близкие по составу архейские и протерозойские гранитоиды и поэтому на отдельных участках Западной и Восточной Карелии выделена группа нерасчлененных гранитоидов позднеархейских — нижнепротерозойских.

Карельский район отличается от Беломорского широким распространением различных по возрасту, составу и генезису протерозойских образований. В отличие от существовавшего ранее двухчленного деления протерозоя Карелии, в настоящее время в протерозойской группе выделяются три подгруппы — нижняя, средняя и верхняя, отражающие главные этапы протерозойской геологической истории данной территории. Супракрystalльные образования нижней и средней подгрупп ранее объединялись в так называемую карельскую формацию нижнего протерозоя. К древнейшим образованиям нижнего протерозоя относятся также серия разнообразных сланцев, амфиболитов, отчасти гнейсов, вмещающих магнетитовые кварциты, которая на территории Карелии была обнаружена в 1945 г. Необходимо отметить, что наряду с принятым в настоящем томе представлением о возрасте этой серии, некоторые исследователи (Гилярова, Харитонов) склонны относить ее к верхнему архею. Верхний протерозой, как и ранее, охватывает южнотийские образования.

К нижнему протерозою (нижнекарельскому комплексу) отнесены разнообразные по составу и степени метаморфизма осадочные и вулканогенные геосинклинальные образования, которые сохранились главным образом в упомянутых выше крупных, сложных структурах (синклиновых зонах) северо-западного простирания, тогда как в разделяющих их антиклинорных зонах данные образования наблюдаются в виде реликтов среди гранитоидов протерозойского возраста.

В нижнем протерозое Карелии выделяется ряд различных по составу и геологическому положению серий супракрystalльных пород, характеризующих разные структурно-фациальные зоны протерозойской (карельской) геосинклинально-складчатой области (карелиды). Более древними из них являются гимольская, парандовская и тикшозерская

серии, из которых гимольская и парандовская через базальные конгломераты залегают несогласно на глубоко эродированных архейских породах в Западной и Восточной Карелии (районы озер Гимольского, Пиб-Озеро).

Гимольская серия, сложенная основными и средними экструзивами, лепгитами, слюдяными, филлитовидными, талько-хлоритовыми, карбонатными и другими сланцами, частью гнейсами, параамфиболитами и характерными для нее магнетитовыми кварцитами, развита в Западной Карелии (Западно-Карельская синклиновая зона) в районе оз. Гимольского, Большозеро, Совдозеро, Костомукшского месторождения и др.).

Сопоставляемая с гимольской по возрасту парандовская серия, состоящая из разнообразных сланцев — серицитовых, хлорито-серицитовых, гранато-слюдяных, талько-хлоритовых, амфиболовых и других, частью амфиболитов, кварцитов, карбонатных пород, основных эффузивов и альбитофиров, наиболее типично представлена в Восточно-Карельской синклиновой зоне (оз. Пиб-Озеро, с. Парандово, ст. Надвоицы). Толщи, сопоставляемые с этой серией, также выделяются в пределах Западно-Карельской (бывш. рудник «Бергаул», с. Хаутовара, оз. Ведл-Озеро и др.) и Восточно-Финляндской синклиновых зон (с. Ялонвара).

С парандовской серией условно параллелизуется толща амфиболовых и слюдяных сланцев, основных эффузивов и карбонатных пород Северного Приладожья (Восточно-Финляндская синклиновая зона), залегающая там в основании нижнего протерозоя (сортавальская серия по Н. Ф. Демидову и К. О. Кратцу). Ранее эта толща относилась к ладожской формации и представляла собой нижнюю часть ее разреза (нижняя толща).

К этой же группе древних серий нижнего протерозоя относится тикшозерская серия высокоглиноземистых сланцев и гнейсов с подчиненными им метаморфизованными основными эффузивами и амфиболитами, типично представленная в Северо-Карельской синклиновой зоне (горы Хизовара, Ирinya Варака и др.).

Породы, слагающие парандовскую и тикшозерскую серии, ранее рассматривались как карельские (нижнепротерозойские) образования, характеризующие глубинные зоны карелид. Этим и объяснялся их интенсивный метаморфизм по сравнению с относительно слабо метаморфизованными типичными карельскими (сегозерскими и онежскими) образованиями Южной и отчасти Центральной Карелии. Последние, согласно принятым в настоящем томе представлениям, являются более молодыми среднепротерозойскими образованиями.

Более молодыми образованиями нижнего протерозоя Карельской АССР являются основные эффузивы и связанные с ними зеленые сланцы, амфиболиты, кератофиры и подчиненные им парасланцы, кварциты и аркозы, которые в Восточной Карелии (Восточно-Карельская синклиновая зона) объединены в тунгудско-надвоицкую серию. Здесь эти образования без видимого несогласия или с локальным несогласием залегают на более древних нижнепротерозойских образованиях (парандовской серии), тогда как в Западной Карелии (Западно-Карельская синклиновая зона) они характеризуются отчетливым несогласным залеганием на более древних породах (гимольской серии).

В районе озер Куола-Ярви — Пана-Ярви (Северо-Карельская синклиновая зона) образования, по возрасту сопоставляемые с тунгудско-



Карельский район является более сложным по строению и более разнообразным по возрасту и составу слагающих его кристаллических образований докембрия.

В пределах этого района, охватывающего основную часть территории Карельской АССР, а также район возвышенности Ветреного пояса (Архангельская область) и Карельский перешеек (Ленинградская область), выделяется ряд крупных зон: синклинорных — сложенных нижнепротерозойскими и среднепротерозойскими образованиями (Северо-Карельская, Восточно-Карельская, Западно-Карельская и Восточно-Финляндская), и антиклинорных — в пределах которых на поверхность выступают главным образом архейские и нижнепротерозойские магматические образования (Северо-Карельская, Центрально-Карельская и Восточно-Финляндская).

В Карельском районе архейские гнейсы в значительной мере уничтожены и наблюдаются только в виде реликтов среди более молодых архейских и протерозойских гранитоидов и их мигматитов. Широко распространены разнообразные архейские и протерозойские гранитоиды (олигоклазовые и микроклиновые) и их мигматиты. Данные, полученные за последние годы, позволили выделить в пределах полей архейских гранитоидов новые площади распространения протерозойских гранитов. Однако наряду с этим часто не представляется возможным расчлнить близкие по составу архейские и протерозойские гранитоиды и поэтому на отдельных участках Западной и Восточной Карелии выделена группа нерасчлененных гранитоидов позднеархейских — нижнепротерозойских.

Карельский район отличается от Беломорского широким распространением различных по возрасту, составу и генезису протерозойских образований. В отличие от существовавшего ранее двухчленного деления протерозоя Карелии, в настоящее время в протерозойской группе выделяются три подгруппы — нижняя, средняя и верхняя, отражающие главные этапы протерозойской геологической истории данной территории. Супракрystalные образования нижней и средней подгрупп ранее объединялись в так называемую карельскую формацию нижнего протерозоя. К древнейшим образованиям нижнего протерозоя относится также серия разнообразных сланцев, амфиболитов, отчасти гнейсов, вмещающих магнетитовые кварциты, которая на территории Карелии была обнаружена в 1945 г. Необходимо отметить, что наряду с принятым в настоящем томе представлением о возрасте этой серии, некоторые исследователи (Гилярова, Харитонов) склонны относить ее к верхнему архею. Верхний протерозой, как и ранее, охватывает иотинские образования.

К нижнему протерозою (нижнекарельскому комплексу) отнесены разнообразные по составу и степени метаморфизма осадочные и вулканогенные геосинклинальные образования, которые сохранились главным образом в упомянутых выше крупных, сложных структурах (синклинорных зонах) северо-западного простирания, тогда как в разделяющих их антиклинорных зонах данные образования наблюдаются в виде реликтов среди гранитоидов протерозойского возраста.

В нижнем протерозою Карелии выделяется ряд различных по составу и геологическому положению серий супракрystalных пород, характеризующих разные структурно-фациальные зоны протерозойской (карельской) геосинклинально-складчатой области (карелиды). Более древними из них являются гимольская, парандовская и тикшозерская

серии, из которых гимольская и парандовская через базальные конгломераты залегают несогласно на глубоко эродированных архейских породах в Западной и Восточной Карелии (районы озер Гимольского, Пиб-Озеро).

Гимольская серия, сложенная основными и средними экструзивами, лептитам, слюдяными, филлитовидными, талько-хлоритовыми, карбонатными и другими сланцами, частью гнейсами, параамфиболитами и характерными для нее магнетитовыми кварцитами, развита в Западной Карелии (Западно-Карельская синклиновая зона) в районе оз. Гимольского, Большозеро, Совдозеро, Костомукшского месторождения и др.).

Сопоставляемая с гимольской по возрасту парандовская серия, состоящая из разнообразных сланцев — серицитовых, хлорито-серицитовых, гранато-слюдяных, талько-хлоритовых, амфиболовых и других, частью амфиболитов, кварцитов, карбонатных пород, основных эффузивов и альбитофиров, наиболее типично представлена в Восточно-Карельской синклиновой зоне (оз. Пиб-Озеро, с. Парандово, ст. Надвоицы). Толщи, сопоставляемые с этой серией, также выделяются в пределах Западно-Карельской (бывш. рудник «Бергаул», с. Хаутовара, оз. Ведл-Озеро и др.) и Восточно-Финляндской синклиновых зон (с. Ялонвара).

С парандовской серией условно параллелизуется толща амфиболовых и слюдяных сланцев, основных эффузивов и карбонатных пород Северного Приладожья (Восточно-Финляндская синклиновая зона), залегающая там в основании нижнего протерозоя (сортавальская серия по Н. Ф. Демидову и К. О. Кратцу). Ранее эта толща относилась к ладожской формации и представляла собой нижнюю часть ее разреза (нижняя толща).

К этой же группе древних серий нижнего протерозоя относится тикшозерская серия высокоглиноземистых сланцев и гнейсов с подчиненными им метаморфизованными основными эффузивами и амфиболитами, типично представленная в Северо-Карельской синклиновой зоне (горы Хизовара, Иринья Варака и др.).

Породы, слагающие парандовскую и тикшозерскую серии, ранее рассматривались как карельские (нижнепротерозойские) образования, характеризующие глубинные зоны карелид. Этим и объяснялся их интенсивный метаморфизм по сравнению с относительно слабо метаморфизованными типичными карельскими (сегозерскими и онежскими) образованиями Южной и отчасти Центральной Карелии. Последние, согласно принятым в настоящем томе представлениям, являются более молодыми среднепротерозойскими образованиями.

Более молодыми образованиями нижнего протерозоя Карельской АССР являются основные эффузивы и связанные с ними зеленые сланцы, амфиболиты, кератофиры и подчиненные им парасланцы, кварциты и аркозы, которые в Восточной Карелии (Восточно-Карельская синклиновая зона) объединены в тунгудско-надвоицкую серию. Здесь эти образования без видимого несогласия или с локальным несогласием залегают на более древних нижнепротерозойских образованиях (парандовской серии), тогда как в Западной Карелии (Западно-Карельская синклиновая зона) они характеризуются отчетливым несогласным залеганием на более древних породах (гимольской серии).

В районе озер Куола-Ярви — Пана-Ярви (Северо-Карельская синклиновая зона) образования, по возрасту сопоставляемые с тунгудско-

надвоицкой серией, еще окончательно не отделены как от более древних нижнепротерозойских, так и от более молодых, среднепротерозойских толщ, которые, вероятно, имеют более широкое развитие, чем это показано на прилагаемой геологической карте.

К верхам нижнего протерозоя в Юго-Западной Карелии (Восточно-Финляндская синклиновая зона) относится ладожская серия, состоящая из ритмично-слоистых филлитовых, слюдяных, андалузитовых, гранатовых, ставролитовых и кордиеритовых сланцев и кварцитов. Ранее породы, слагающие эту серию, относились к верхней (гнейсо-сланцевой) толще ладожской формации. До настоящего времени вопрос о стратиграфическом положении ладожской серии принципиально дискутируется. Наряду с принятым здесь представлением выдвигается высказанное ранее И. Седерхольмом мнение о верхнеархейском возрасте ладожской формации (Н. Г. Судовиков). В то же время ряд исследователей считают ладожскую сланцевую серию более молодой, чем ятулийские отложения среднего протерозоя района оз. М. Янис-Ярви (Л. Н. Потрубович, Л. Я. Харитонов).

В соответствии с принятым в настоящем томе делением супракристалльных образований на нижний и средний протерозой подразделяются также и интрузивные комплексы, ранее относившиеся к посткарельской эпохе диастрофизма. Большая часть этих глубинных магматических основных и кислых пород является нижнепротерозойской. Возрастное расчленение последних пока только намечается. В отдельных районах Северной, Центральной и Южной Карелии без сомнения устанавливаются разновозрастные гранитные и частью основные интрузии нижнего протерозоя. На большей же части территории в одних случаях выделяются глубинные основные и кислые породы, прорывающие более древние серии нижнего протерозоя, тогда как соотношения их с более молодыми нижнепротерозойскими покровными образованиями (тунгудско-надвоицкой серии) остаются неизвестными; в других же случаях распространены интрузивные образования, которые являются несомненно более молодыми, чем все осадочно-вулканогенные толщи нижнего протерозоя, но досреднепротерозойскими. На основании этих, пока недостаточных, данных намечаются две возрастные группы нижнепротерозойских интрузивных пород. Такое во многих случаях условное деление объективно отражает состояние наших знаний о раннепротерозойской магматической деятельности Карелии и может служить отправной точкой для дальнейшего изучения этого сложного вопроса.

Ранняя группа нижнепротерозойских интрузий, образование которой связывают с ранними фазами раннекарельской складчатости, представлена сильно измененными оливинитами, перидотитами и подчиненными им пироксенитами, габбро-пироксенитами и габбро, залегающими среди пород древних серий нижнего протерозоя и окружающих их архейских образований, а также диоритами и гранитами, нередко сильно огнейсованными, которые выступают большей частью в ядрах антиклинальных структур, в зонах контактов протерозойских толщ с гнейсами и гнейсо-гранитами архея. Наибольшее распространение интрузии ранней группы имеют в Северной, частью Центральной Карелии (озера Тава-Ярви, Гимольское, Большозеро и с. Хаутовара и др.).

К интрузивным породам поздней группы нижнего протерозоя, образовавшимся в связи с поздними фазами раннекарельской складчатости, относится комплекс ультраосновных и основных пород (оливиниты, перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, габбро, габбро-диабазы) и кис-

лые породы (гранодиориты и плагио-микроклиновые граниты). Основные и ультраосновные породы этой группы нередко развиты совместно в крупных дифференцированных массивах, большей частью трещинного типа, или межформационных интрузиях (интрузии Олангского типа).

Среди гранитоидов поздней группы выделяются два типа. К одному из них относятся плагио-микроклиновые граниты, частью гранодиориты, которые по широкому развитию в них гнейсовидных текстур и по характеру взаимоотношений со вмещающими породами (интенсивная мигматизация, пространственное размещение и т. д.) очень напоминают гранитоиды ранней группы, от которых отделить их часто невозможно (озера Куола-Ярви, Пана-Ярви, восточное побережье Пя-Озеро, Выг-Озеро, Сям-Озеро и др.). Ко второму типу относятся граниты, граносиениты и гранодиориты, слагающие небольшие трещинные интрузии и, возможно, генетически связанные с поздними нижнепротерозойскими основными интрузиями (массивы Нуорунен, Корманка, Вычанский и др.). Они отличаются от гранитоидов первого типа отсутствием связанных с ними мигматитовых образований и петрографическим обликом, несколько напоминающим верхнепротерозойские граниты рапакиви. Последняя особенность послужила основанием для некоторых исследователей выделить часть из них в верхний протерозой.

В ряде случаев имеющиеся геологические данные не позволяют обоснованно отделить ранние и частью поздние нижнепротерозойские мигматитообразующие граниты от близких к ним гранитов, выделяемых в позднюю группу архей, и на значительных площадях они объединяются в группу нерасчлененных поздних архейских и нижнепротерозойских гранитов.

Для многих достоверно нижнепротерозойских гранитов, как и для многих нижнепротерозойских супракрустальных толщ, абсолютный возраст определяется в  $1770 \cdot 10^6$ — $1860 \cdot 10^6$  лет.

Раннекарельская (нижнепротерозойская) складчатость смяла нижнепротерозойские покровные образования в крутые, сжатые складки, нередко опрокинутые в сторону соседних антиклинорных поднятий в различной степени, вовлекая при этом более древнее (архейское) кристаллическое основание, выступающее на дневную поверхность в крупных антиклинорных структурах. В результате возникли обширные сложно складчатые — синклиновые и антиклинорные зоны, протягивающиеся в северо-западном направлении через весь Карельский район и определившие основные черты тектонического строения ранних карелид.

Значительно меньшим распространением, чем нижнепротерозойские, пользуются среднепротерозойские образования, ранее рассматривавшиеся в составе карельской формации нижнего протерозоя (сегозерский и онежский отделы по В. М. Тимофееву). Супракрустальные образования среднего протерозоя (верхнекарельский комплекс) представлены типичными ятулийскими отложениями и более молодыми вулканогенными толщами (суйсарский вулканический комплекс по В. М. Тимофееву), подразделяемыми в настоящее время на ряд серий. Ятулийские отложения объединяются в сегозерскую и онежскую серии, которые несогласно залегают на нижнепротерозойских и архейских породах.

Сегозерская серия типично представлена в северном районе Западно-Карельской синклиновой зоны (озера Янг-Озеро, Елм-Озеро, Сег-Озеро и др.) и в Восточно-Карельской синклиновой зоне (озера Косозеро, Шуеозеро и др.). В низах серия сложена полимиктовыми и

мономиктовыми конгломератами, аркозами и граувакками, выше сменяющимися толщей аркозов, кварцито-песчаников, кварцевых конгломератов и кварцитов с подчиненными им глинистыми сланцами и карбонатными породами. В основании этой толщи нередко устанавливаются базальные сланцы (древняя кора выветривания).

В районе Онежского озера, р. Кулмуксы — оз. Суо-Ярви (Западно-Карельская синклинорная зона) и на участках оз. Туломозеро (Восточно-Финляндская синклинорная зона) распространена онежская серия\*, в которой на базальных конгломератах залегает толща карбонатных пород, глинистых, кремнистых и шунгитовых сланцев с подчиненными им кварцито-песчаниками и кварцевыми конгломератами. Эта толща местами подстилается базальными сланцами (северное побережье Онежского озера, озера Суо-Ярви, Туломозеро и др.). Подчиненную роль в составе сегозерской и онежской серий играют диабазовые эффузивы и гипабиссальные основные интрузии.

В верхней части среднего протерозоя выделяется локально распространенная (Западно-Карельская зона, район северного побережья Онежского озера) суйсарская вулканогенная серия, ранее выделявшаяся под названием суйсарского вулканического комплекса (Тимофеев, Судовиков). В составе ее главную роль играют основные и частью ультраосновные эффузивы (порфириды, пикриты), для которых характерно образование туфобрекчии и шаровых лав, а также подчиненные эффузивам кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы.

Интрузивный магматизм среднего протерозоя проявился в образовании только основных, редко ультраосновных гипабиссальных интрузий.

Отложения сегозерской серии первично представляли собой преимущественно континентальные осадки. Последние также развиты в низах онежской серии, которые вверх по разрезу сменяются преобладающими в этой серии отложениями мелководных бассейнов, часто имеющих лагунный характер.

Среднепротерозойские осадочные и вулканогенные образования в результате позднекарельской (среднепротерозойской) складчатости смяты в пологие складчатые структуры типа наложенных мульд и ограниченные разломами узкие грабенообразные синклинали северо-западного простирания (поздние карелиды).

Средний протерозой Карельского района отвечает завершающему этапу развития карельской геосинклинали и представляет верхний структурный ярус области карелид данной территории с характерными для него осадконакоплением, магматизмом и складчатостью.

К верхнему протерозою относятся иотнийские отложения, в пределах Карелии сохранившиеся на южной окраине Балтийского щита (западное Прионежье, северная часть Ладожского озера). Слагая пологие впадины типа платформенных синеклиз, иотнийские отложения представлены серыми, темно-серыми и пестроцветными кварцито-песчаниками, алевролитами, частью песчано-глинистыми сланцами, базальными кварцевыми и полимиктовыми конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются розовыми и малиновыми кварцитами и прорываются интрузиями габбро-диабазов. Несколько более ранними иотнийскими

\* Согласно представлениям Л. Я. Харитоновой, онежские отложения (онежская система или свита) являются более молодыми, чем сегозерские кварциты (сегозерская свита) и отделены от них перерывом и несогласием.

Протерозой	Палеозой		
	нижний палеозой	нижний	
		Ийолит, мельтейгиты и жильные щелочные породы. Пироксениты (массив Вуориярви и др.)	
		Щелочные и нефелиновые сиениты, габбро (Ельтьозерский массив)	
Протерозой	Верхний	Поздние интрузии	Кварцевые габбро-диабазы
		Ранние интрузии	Граниты рапакиви
		Иотнийская серия	Песчаники, кварцито-песчаники, аркозы Конгломераты
	Средний	Поздние интрузии	Основные и ультраосновные породы Перидотиты, габбро-диабазы
		Серия суйсарская и Ветреного пояса	Туфопесчаники, туфы, пикриты, порфириты, диабазы, туфосланцы, кремнисто-глинистые сланцы
		Ранние интрузии	Лейкодиабазы, метагаббро-диабазы и метадиабазы. Метадиабазы частью миндалевидные
		Сегозерская и онежская серии	Глинистые, доломитовые, кремнистые, шунгитовые сланцы. Доломиты, частью известняки, глинистые сланцы, кварцито-песчаники, основные эффузивы. Кварцито-песчаники, кварциты с прослоями кварцевых конгломератов. Аркозы, базальные сланцы, конгломераты
	Нижний	Поздние интрузии	Плаггио-микроклиновые граниты, частью гранодиориты и связанные с ними мигматиты. Плаггио-микроклиновые граниты частью гранодиориты, диориты, габбро (Приладожье — комплекс путсари, пегматоидные граниты, Северная Карелия — массивы Нуоруunen, Корманка и др.) Габбро, габбро-нориты, перидотиты, пироксениты, оливиниты, серпентиниты (интрузии олангского типа, массивы Невгозеро, Хангос, Гайколя и др.). Метагаббро-диабазы, амфиболиты
		Ладожская серия	Амфиболиты, кварциты Сланцы и гнейсы (ставролитовые, гранатовые, андалузитовые, кордиеритовые). Слюдяные, кварцево-биотитовые сланцы, слюдяные кварциты Аркозы, конгломераты
		Тунгудско-надвоицкая серия	Метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны, связанные с ними зеленые сланцы, амфиболиты Кератофиры, кварцевые порфиры Мергелистые сланцы, доломиты, частью известняки, филлиты. Кварциты, кварцево-серицитовые и филлитовидные сланцы. Конгломераты, базальные сланцы

Продолжение табл. 1

Протерозой	Нижний	Ранние интрузии	Плагิโอ-микроклиновые граниты и гнейсо-граниты, частью гранодиориты и связанные с ними мигматиты Гранодиориты, диориты (Таваярвинский комплекс и др.) Габбро-диабазы, габбро, пироксениты, перидотиты, серпентиниты и связанные с ними сланцы (массивы Хюрсюля, южного побережья оз. Сег-Озеро и др.) Метагаббро-диабазы, ортоамфиболиты
		Гимольская и парандовская серия	Кварцевые порфиры, плагипорфиры, порфиroidы и связанные с ними сланцы Порфиробластические и другие амфиболовые, хлоритовые, серицитовые, графитистые сланцы Амфиболовые, биотитовые, гранато-биотитовые и другие сланцы, частью гнейсы и сланцы, туфоконгломераты, туфобрекчии
		Тикшозерская серия	Амфиболиты, амфиболовые гнейсы, частью слюдяные Биотитовые, амфиболовые, гранато-биотитовые сланцы и гнейсы с кианитом, ставролитом
Архей		Поздние интрузии	Пегматитовые жилы Плагิโอ-микроклиновые граниты, гнейсо-граниты и связанные с ними мигматиты. Основные и ультраосновные породы (перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, габбро) и связанные с ними амфиболиты
		Ранние интрузии	Гранитоиды Комплекс метагаббро (ортоамфиболиты), габбро-диориты гнейсо-диориты и гранодиориты
		Беломорская серия	Лоухская толща гранато-биотитовых, кианито-гранато-биотитовых и других гнейсов Хетоламбинская толща амфиболитов, амфиболовых и биотитовых гнейсов. Керетьская толща биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов

интрузиями считаются граниты рапакиви (Юго-Западная Карелия). Абсолютный возраст этих гранитов в настоящее время определяется в  $1620 \cdot 10^6$  лет.

Иотнийские песчаники представляют собой платформенные отложения, свидетельствующие о новом, платформенном этапе развития территории Карелии в верхнем протерозое. Отчетливый характер платформенного магматизма обнаруживают также верхнепротерозойские граниты рапакиви и комплекс основных интрузивных пород.

Более молодые дочетвертичные интрузивные образования в пределах Карельского района представлены находящимися в его северной части сложными платформенными интрузиями ультраосновных, основных и щелочных пород центрального типа (массивы Вуори-Ярви, Салан-латвинский и Еletzозерский).

Возраст Еletzозерского массива, ранее также относившегося к палеозою, является дискуссионным и определяется условно как протерозой—палеозой. По своим петрологическим и геохимическим особенностям массив несколько сходен с некоторыми нижнепалеозойскими интрузиями, распространенными на смежной территории Мурманской области. Вместе с тем величина абсолютного возраста слагающих его пород в  $1670 \cdot 10^6$  лет свидетельствует о его протерозойском возрасте.

Наименование породы и материала	Местонахождение	Возраст в 10 <sup>6</sup> лет по новой константе
Палеозой		
Флогопит	Массив Вуори-Ярви То же	380
Вермикулит		402
Верхний протерозой		
Граниты рапакиви	Ельтозерский массив	1640
Биотит из сиенита		1670
Биотит из гранита, секущего габбро-сиениты Ельтозерской интрузии		1720
Средний протерозой		
Кварц—серицитовый сланец (валовая проба)	Юго-Западная Карелия, Северное Приладожье, с. Ялонвара	1710*
Серицитовый сланец (цемент кварцевого конгломерата)	оз. Сег-Озеро, о-ов Макконсари	1870*
Серицитовый сланец (валовая проба)	оз. Янис-Ярви, мыс Коркеаниemi	1870*
Биотит из микроклинового гранита, прорывающего породы нижнего протерозоя и перекрытого породами ятулия (среднего протерозоя)	Южная Карелия, с. Карташи	1620
Нижний протерозой		
Биотит из порфиробластического биотитового сланца (ладожская серия)	Северное Приладожье, п-ов Импи-ниemi	1750
Мусковит из жилы, секущей андалузитовые сланцы ладожской серии	Северное Приладожье, оз. Вахва-Ярви	1829
Биотит из гранодиорита	Северное Приладожье, массив Каламо	1790
Мусковит из пегматоидного гранита, прорывающего ладожскую серию	Северное Приладожье, ст. Матка-селькя	1760
Биотит из филлита	Северо-Западная Карелия, оз. Кау-тис-Ярви	1690
Биотит из милонита	Северо-Западная Карелия, оз. Нива-Ярви	1800
Мусковит из сланца	Северо-Западная Карелия, оз. Пюхя-Ярви	1770
Биотит из слюдяного сланца	Северо-Западная Карелия, оз. Юлин-Курсуярви	1770
Биотит из цемента полимиктового конгломерата	Северная Карелия, оз. Кукас-Озеро	1770
Биотит из биотитового сланца	оз. Кулас-Озеро	1790
Мусковит из сланца	Северная Карелия, р. Винча	1740
Биотит из сланца	Северная Карелия, гора Хизовара	1750
Биотит из слюдяного сланца	Восточная Карелия, оз. Воронье	1760
Биотит из кварц-биотит-амфиболо-вого сланца	Восточная Карелия, с. Парандово	1760
Биотит из биотитового сланца	Восточная Карелия, р. Онда	1860
Биотит из сланца	Южная Карелия с. Улялеги	1650
Биотит из сланца	Западная Карелия, оз. Гимольское	1860
Биотит из биотитового сланца	Центральная Карелия, оз. Больш-озеро	1770
Биотит из пегматита, прорывающего гимольскую серию	Западная Карелия, с. Костамукша	1820

\* По мнению К. О. Кратца, цифры могут быть завышены за счет реликтового радиогенного аргона в не полностью перекристаллизованном кластическом материале анализированных валовых проб.



Продолжение табл. 2

Наименование породы и материала	Местонахождение	Возраст в $10^6$ лет по новой константе
Биотит из магнетит-биотитового сланца, переслаивающегося с конгломератами базальной толщи гимольской серии	Западная Карелия, с. Костамукша	1880
Ар х е й*		
Биотит из мелкозернистой пегматоидной жилы с послынными апофизами в амфиболо-биотитовых гнейсах	Белое море, Чупинский залив, мыс Карташ	1970
Мусковит из пегматитовой плагимусковитовой жилы в кианито-гранато-биотитовых гнейсах	Рудник Малиновая варака	1920
Биотит из пегматитового штока в кианито - гранато - биотитовых гнейсах	Рудник Тэдино, Слюдоварака	1910
Биотит из пегматитового штока в кианито - гранато - биотитовых гнейсах	Рудник Чкалова	1860
Биотит из пегматитовой жилы, секущей пегматоидную жилу	Белое море, Чупинский залив, мыс Карташ	1950
Биотит из жилы мелкозернистого плагдио-микроклинового гранита, секущего мигматиты	Белое море, Кандалакшский залив о-в Демениха	2020
Биотит из жилы мелкозернистого плагдио-микроклинового гранита, секущего мигматиты	Белое море, Великая Салма, п-ов Кузокоцкий	1920

\* Приведены цифры только для архейских гранитов и пегматитов Западного Беломорья, определяющих верхний возрастной предел беломорской серии гнейсов. Близкие цифры для пегматитов определены Rb-методом.

Массивы Вуори-Ярви и Саланлатвинский при определении абсолютного возраста в  $380 \cdot 10^6$ — $400 \cdot 10^6$  лет (массив Вуори-Ярви) относятся к каледонскому возрасту. Эти массивы вместе с другими аналогичными телами, распространенными в южной части Мурманской области, по-видимому, приурочены к зоне мощных расколов субширотного простирания.

В самой южной части Карельской АССР (северо-западная часть Русской платформы) известны отложения палеозоя, окаймляющие Балтийский щит с юга и юго-востока. Они заходят на территорию республики между Онежским и Ладожским озерами (на восточном берегу Ладожского озера и в районе г. Олонца) и в юго-восточной части ее (южнее р. Водлы), где они почти полностью скрыты под четвертичными отложениями. В пределах этих участков разрез палеозоя представлен в основании нижнекембрийскими отложениями (песчаниками, глинами и алевролитами), залегающими частью на иотнийских кварцито-песчаниках (район с. Подпорожья), частью на более древних кристаллических породах докембрия (г. Олонец, р. Водла). Через перерыв они перекрываются верхнедевонскими песчано-глинистыми отложениями. Южнее р. Водлы появляются также песчано-глинистые отложения нижнего

карбона с прослоями песчаников и известняков, сменяющиеся вверх среднекарбовыми известняками и доломитами. Залегая на южном склоне Балтийского щита, палеозойские образования полого наклонены в сторону погружения кристаллического основания.

Территория Карелии перекрыта почти сплошным покровом наиболее молодых, ледниковых и позднеледниковых и современных четвертичных отложений.

В заключение обзора геологического строения Карелии приводится сводная стратиграфическая схема, принятая в данном томе — табл. 1, определения же абсолютного возраста для пород основных возрастных групп указанной стратиграфической схемы (по Герлингу и Полканову, 1958) даны в табл. 2.

АРХЕЙ

ВВЕДЕНИЕ

Около 10% площади Карельской АССР сложено гнейсами и амфиболитами архея. Главной областью распространения этих пород является восточная часть республики, где они образуют сплошную полосу длиной около 400 км и шириной от 30 до 110 км, вытянутую вдоль западного берега Белого моря (Беломорский район). Непосредственным продолжением ее служат гнейсы и амфиболиты юго-западной части Мурманской области, прослеживающиеся к северо-западу вплоть до государственной границы с Финляндией. Данные породы, известные в литературе под названием беломорской серии или комплекса, с запада и юго-запада окаймляются протерозойскими осадочно-эффузивными образованиями Восточно-Карельской и Северо-Карельской синклинорных зон карелид. На северо-западе на территории Мурманской области архейские образования граничат с так называемой гранулитовой формацией, генезис и возраст которой являются дискуссионными. На востоке породы беломорского комплекса уходят под уровень Белого моря. Вследствие отсутствия региональных геофизических исследований характер восточного контакта беломорской серии здесь неясен. По представлениям ряда исследователей (Полканов, 1939; Чуйкина, 1956 и др.), непосредственным продолжением этих пород за пределами Карелии являются гнейсы и амфиболиты южного побережья Кольского полуострова, с севера обрамленные протерозойскими осадочно-эффузивными образованиями Южно-Кольского (Имандра-Варзугского) синклиория.

По отношению к окаймляющим зонам карелид область распространения кристаллических образований беломорской серии является жесткой массой, известной в литературе под названием Беломорского блока архея (Полканов, 1939). Внутренняя структура его, за исключением узких краевых зон, претерпевших некоторую перестройку в процессе нижнепротерозойской складчатости, в целом сформировалась в архее. Глыбовый характер этого древнего складчатого сооружения (беломорид) устанавливается по наличию пояса разломов на контактах его с протерозойскими осадочно-эффузивными образованиями, местами залеченных крупными массами нижнепротерозойских гранитов.

В составе беломорской серии преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, нередко с трудом отличимые от гнейсовидных гранитов, и амфиболиты, преимущественно представленные полевошпатовыми, гранатовыми и мономинеральными разновидностями. Подчиненную роль играют высокоглиноземистые гнейсы с гранатом, кианитом, изредка ставролитом и силлиманитом, двуслюдяные гнейсы, местами обогащенные графитом, амфиболиты с диопсидом, ска-

политом, минералами группы эпидота, а также тремолитовые и гедри-  
товые разновидности их. Изредка встречаются эпидото-цоизитовые  
породы, характеризующиеся отсутствием ориентированных структур, и  
еще реже мраморизованные известняки, как правило, приуроченные  
к толще амфиболитов.

Гнейсы беломорской серии, характеризующиеся высоким содержа-  
нием  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ , местами  $MgO$ , присутствием отдельных горизонтов  
карбонатных пород, залегают в виде согласных, выдержанных по про-  
стиранию пластов и толщ.

В. М. Тимофеевым, Н. Г. Судовиковым, К. А. Шуркиным, Е. П. Чуй-  
киной и другими исследователями они рассматриваются как глубоко из-  
мененные осадочные образования геосинклинального типа, в составе ко-  
торых большую роль играли песчано-глинистые, глинистые, мергели-  
стые сланцы и аркозы. Что касается амфиболитов, залегающих среди  
гнейсов в виде согласных пластообразных и линзообразных тел, то  
среди них несомненно присутствуют пара- и ортопороды, по-видимому,  
представляющие глубоко метаморфизованные основные эффузивы, ча-  
стично туфы и небольшие пластовые интрузии гипабиссального типа.  
Необходимо отметить, что по составу и структуре эти ортоамфиболиты  
часто не отличимы от параамфиболитов, представляющих один из чле-  
нов беломорской седиментогенной серии. Так как основание данной се-  
рии уничтожено в результате процессов ультраметаморфизма, а верхние  
горизонты в той или иной степени эродированы, общая мощность ее не  
установлена. Истинная мощность сохранившейся части разреза различ-  
ными исследователями определяется от 4—5 м до 12—15 км (Мишарев,  
Смирнова, Солодкая и др., 1955 г.; Чуйкина, 1956 г.; Шуркин, 1956 г.).

Гнейсы и амфиболиты беломорской серии большинством исследо-  
вателей (Григорьев, 1935; Полканов, 1939; Судовиков, 1939б) сопостав-  
лялись со свионийскими образованиями Фенноскандии и толщами био-  
титовых и гранатовых гнейсов Кольского полуострова. Основанием для  
этого послужила как общая петрологическая аналогия обоих комплек-  
сов, так и более древний возраст их в отношении всех интрузивных  
образований архея и протерозоя, в частности, относительно пользую-  
щихся региональным распространением гранитоидов различного со-  
става. Однако полной аналогии между гнейсами западного побережья  
Белого моря и Кольского полуострова не существует. Гнейсы беломор-  
ской серии несколько отличаются как от кольских гнейсов, характери-  
зующихся присутствием магнетитовых руд широким развитием ставроли-  
товых и силлиманитовых разновидностей, местами наличием реликтов  
первичных осадочных структур, так и от свионийской лептитовой фор-  
мации Фенноскандии, в составе которой большую роль играют основные  
и кислые эффузивы. Это обстоятельство вызывает сомнение в возмож-  
ности безоговорочного сопоставления беломорской серии со свионий-  
скими образованиями других районов Балтийского щита. Одновременно  
остается не решенным вопрос и о характере взаимоотношений между  
гнейсовыми комплексами западного побережья Белого моря и Коль-  
ского полуострова. Обусловлены ли некоторые различия между ними  
спецификой исходного седиментогенного материала, отлагавшегося  
в различных частях единой геосинклинальной зоны, или степенью мета-  
морфизма (Полканов, 1939) в несколько различных условиях темпера-  
туры и давления, или же, наконец, беломорские и кольские гнейсы яв-  
ляются разновозрастными образованиями, — решение этих вопросов  
представляет задачу дальнейших исследований. В настоящее время оба

гнейсовых комплекса условно рассматриваются как синхронные образования, по некоторым особенностям состава и истории геологического развития выделяемые в беломорскую и кольскую серии\*.

Вне беломорского блока гнейсы и амфиболиты архея сохраняются в ядрах антиклиналей среди протерозойских осадочно-эффузивных толщ или разрозненных реликтовых тел среди гранитоидов различного возраста и состава. Породы эти, принимавшие участие в протерозойской складчатости, местами настолько изменены и приспособлены к структурам более молодых толщ, что отделение их от сланцево-гнейсовых комплексов нижнего протерозоя нередко не представляется возможным\*\*.

### Беломорский район

До Великой Октябрьской социалистической революции сведения о геологии гнейсового комплекса Восточной Карелии были чрезвычайно скудны. К этому времени относится работа А. А. Иностранцева (1871) по водоразделу между Белым морем и Онежским озером, в которой он дает краткое микроскопическое описание гнейсов Беломорского побережья, относимых им к лаврентьевской системе.

Несколько позднее был опубликован ряд статей Е. С. Федорова (1896, 1904, 1905), посвященных основным породам Беломорья (так называемым друзитам) и вмещающим их гнейсам.

К ранним исследованиям послереволюционного периода относятся работы И. И. Гинзбурга (1921) и С. Ф. Машковцева (1927), в которых различные члены беломорской серии отмечаются только попутно с описанием рудоносных участков или других пород.

Некоторые сведения о гнейсах и амфиболитах беломорского типа имеются в ранних работах В. М. Тимофеева (1918, 1923) и Н. Г. Судовикова (1931). Более детальные исследования архейских образований начались с 1932 г., когда впервые под общим руководством В. М. Тимофеева, была поставлена систематическая геологическая съемка Карелии и изучение связанного с ними комплекса полезных ископаемых.

До Великой Отечественной войны в изучении этих пород принимали участие П. К. Григорьев, Н. Г. Судовиков, Г. Н. Бунтин, Л. А. Косо́й, К. М. Кошиц, Ю. С. Неуструев, В. Н. Нумерова, К. К. Судиславлев, Н. А. Волотовская и другие, наметившие основные черты геологического строения данного региона, установившие ряд частных разрезов беломорской серии, выдвинувшие представление о седиментогенном характере ее. Для этого периода наибольшее значение имеют работы Н. Г. Судовикова (1938, 1939), в которых наряду со стратиграфией и тектоникой широко освещаются вопросы ультраметаморфизма в комплексе гнейсов архея. Из более поздних исследователей необходимо отметить Д. Т. Мишарева, В. С. Смирнову, Р. И. Солодкую, Н. В. Карпинскую, А. И. Захарченко, А. С. Амеландова (1953, 1955), Е. П. Чуйкину (1953, 1956) и К. А. Шуркина, работы которых позволили по-новому подойти к решению вопросов о стратиграфии и региональной геологической структуре этого сложного региона.

\* А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом (1958) для гнейсов кольской серии получены цифры  $2600 \cdot 10^6$ — $2800 \cdot 10^6$  лет и для гнейсов беломорской серии  $1950 \cdot 10^6$ — $2100 \cdot 10^6$  лет, позволяющие ставить вопрос о более древнем возрасте кольской серии. — *Прим. ред.*

\*\* Эти гнейсы в районе Хедозера в Западной Карелии сопоставляются В. А. Перевозчиковой (1958 г.) с гнейсами кольской серии Кольского полуострова.

Беломорский район (блок) архея представляет сложное складчатое сооружение, известное в литературе под названием беломорид. Несмотря на проведенные здесь многочисленные исследования, по вопросу о внутреннем строении его существуют различные точки зрения. В интерпретации А. А. Полканова (1939) Беломорский блок, включающий западное побережье Белого моря и южный берег Кольского полуострова, представляет крупную синклинорную структуру, в которой, наряду с характерной для геосинклинальных областей веерообразной, асимметричной складчатостью, местами преобладает складчатость глубинного типа. Позднее к этому представлению присоединилась Е. П. Чуйкина (1954), рассматривающая архейские гнейсы Карельского берега Белого моря как юго-западное крыло крупного синклинория, ось которого, ориентированная в северо-западном направлении, проходит по Кандалакшскому заливу Белого моря. Иная трактовка региональной структуры Беломорского блока приводится в работах Д. Т. Мишарева, В. С. Смирновой, Р. И. Солодкой (1953, 1955 г.), К. А. Шуркина (1956) и Л. Я. Харитоновой (1955). В понимании перечисленных исследователей это сложный антиклинорий высшего порядка. Главная ось его, проходящая вдоль Кандалакшского залива, погружается к северо-западу и юго-востоку в стороны от главного поднятия, расположенного примерно на широте г. Кемь. Юго-западное крыло этого антиклинория осложнено синклинальными и антиклинальными структурами I порядка. Детальными геологическими исследованиями последних лет здесь выделяется Енско-Лоухский синклинорий с окаймляющими его Керетьско-Ковдозерским (западным) и Приморским (восточным) антиклинориями.

В пределах Карельского берега Белого моря в распределении главных типов пород беломорской серии наблюдается определенная закономерность. Вдоль контакта с протерозойскими осадочно-эффузивными образованиями Восточно-Карельской зоны карелид и по берегу Белого моря преимущественно развиты богатые микроклином биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы. В трактовке Д. Т. Мишарева (1955) и К. А. Шуркина (1956) эти зоны, вытянутые в северо-западном направлении, отвечают осевым частям Керетьско-Ковдозерского и Приморского антиклинориев. К средней части области распространения кристаллических образований архея приурочены ржаво-бурые высокоглиноземистые гнейсы с гранатом, кианитом, изредка ставролитом и силлиманитом, маркирующие осевую часть Енско-Лоухского синклинория. Промежуточная зона между этими комплексами пород преимущественно сложена амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, образующими толщу значительной мощности. Таким образом, беломорский комплекс на всем протяжении Карельского берега имеет отчетливо выраженное зональное (в плане) строение. На ранних этапах изучения (до Великой Отечественной войны) эта закономерность в основном трактовалась как проявление метаморфической зональности в комплексе гнейсов и амфиболитов архея, первичная структура и последовательность напластования которых не поддаются расшифровке (Судовиков, 1939, Григорьев, 1935, Неуструев, 1938б). Позднее П. К. Григорьев (1950 г), разделивший беломорский комплекс по петрографическим особенностям и степени метаморфизма на две толщи, отмечал преимущественную приуроченность нижней толщи к крупным антиклиналям и верхней толщи к ядрам синклинальных структур.

В работах Д. Т. Мишарева, Р. И. Солодкой, В. С. Смирновой, К. А. Шуркина, Е. П. Чуйкиной и др. (1953—1956) намеченная зональ-

ность рассматривается как отражение в главных чертах первично литологических особенностей разреза, в той или иной степени затушеванных последующими процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

В настоящее время большинством исследователей беломорская серия подразделяется на несколько толщ, занимающих определенное положение в разрезе и характеризующихся специфическими особенностями внутреннего строения и состава. Так, Д. Т. Мишаревым, В. С. Смирновой и др. (1955 г.) среди пород, слагающих ее, выделяются три толщи: нижняя — керетьская, в основном представленная богатыми микроклином биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, средняя — хетоламбинская с преимущественным развитием амфиболсодержащих гнейсов, биотитовых гнейсов и амфиболитов и верхняя — лоухская, характеризующаяся широким распространением высокоглиноземистых гнейсов и присутствием двуслюдяных разновидностей. Приведенная схема в целом отражает то трехчленное деление беломорской серии, которое было высказано В. М. Тимофеевым, значительно уточняя содержание отдельных подразделений и их положение в региональной структуре беломорского архея.

Е. П. Чуйкиной (1956), трактующей региональную структуру западного побережья Белого моря, как крыло крупного синклинория, моноклинально падающее к северо-востоку, соответственно выделяются не три, а пять самостоятельных толщ. Повторяемость литологически аналогичных толщ в разрезе она объясняет ритмичностью процессов осадконакопления в архейской геосинклинальной зоне.

Принятое на прилагаемой к настоящему тому геологической карте трехчленное деление беломорской серии (по Д. Т. Мишареву и др.) находит подтверждение в детальных структурно-стратиграфических исследованиях К. А. Шуркина (1956 г.). Вместе с тем, К. А. Шуркиным лоухская толща расчленяется на две толщи: нижнюю, собственно лоухскую, характеризующуюся переслаиванием ржаво-бурых высокоглиноземистых и серых биотитовых гнейсов, и верхнюю, енскую толщу с преимущественным развитием ржаво-бурых кианит-гранат-биотитовых разновидностей\*.

Разрез по линии Сухая варака — Панфилова в а р а к а (от молодых пород к древним).

1. *Енская толща ржаво-бурых кианит-гранат-биотитовых гнейсов.* Нижняя граница ее проведена условно по появлению в разрезе большого количества серых среднезернистых биотитовых гнейсов. В составе толщ господствующим распространением пользуются биотитовые, гранато-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы. Подчиненную роль играют графитсодержащие разновидности, образующие маломощные пропластки, и двуслюдяные гнейсы, местами с кианитом и гранатом, обычно ассоциирующие с белыми аплитовидными мусковитовыми гнейсо-гранитами. Эти последние дают тонкие послойные жилки и пластообразные или линзообразные тела мощностью до 15—20 м.

Биотитовые гнейсы данной толщи представлены мелкозернистыми песчаникоподобными неяснослоистыми породами, почти лишенными сланцеватости, и грубослоистыми, крупночешуйчатыми, отчетливо слан-

\* Описания приводимых ниже разрезов беломорской серии заимствованы из работ К. А. Шуркина (1956) и В. Л. Дука (1958). Вследствие неравномерной изученности Западного Беломорья, они относятся к северной части КАССР и частично к смежной с ней юго-западной части Мурманской области.

цветатыми разновидностями, пронизанными послойными жилками кварц-олигоклазового состава.

Так как верхи енской толщи эродированы, истинная мощность ее не установлена; ориентировочная мощность сохранившейся части разреза составляет 600—800 м\*.

2. *Лоухская толща переслаивания ржаво-бурых высокоглиноземистых и серых среднезернистых лейкократовых биотитовых гнейсов* несколько условно подразделяется на два горизонта. В нижнем из них в небольшом количестве появляются амфиболиты. Контакты между породами различного состава, как правило, резкие. В лейкократовых биотитовых гнейсах иногда в небольшом количестве присутствуют гранат и отдельные зерна эпидота и амфибола. Амфиболиты обычно образуют тонкие пласты, разорванные на небольшие линзовидные тела. Только в отдельных случаях мощность их достигает 25 м. Господствующим распространением пользуются гранатовые амфиболиты. Подчиненную роль играют полевошпатовые, мономинеральные и скаполит-цоизитовые разновидности. В низах толщи местами наблюдается тонкое переслаивание амфиболовых гнейсов и амфиболитов со светло-серыми биотитовыми гнейсами и ржаво-бурыми высокоглиноземистыми разновидностями. Мощность толщи 1000 м.

3. *Хетоламбинская толща переслаивания амфиболовых и биотитовых гнейсов*. Основной фон слагают среднезернистые амфиболовые гнейсы, переслаивающиеся со светло-серыми биотитовыми, эпидот-биотитовыми и амфибол-биотитовыми разновидностями. Изредка среди них встречаются розовые микроклинсодержащие биотитовые и ржаво-бурые гранат-биотитовые гнейсы. В составе толщи значительную роль играют амфиболиты, представленные гранат-полевошпатовыми, скаполит-цоизитовыми, редко диопсидсодержащими разновидностями. Мощность пластовых тел этих пород колеблется от десятков сантиметров до нескольких метров, только в единичных случаях достигая 20—40 м. По особенностям петрографического состава хетоламбинская толща подразделяется К. А. Шуркиным на три горизонта. На фоне общего господствующего распространения амфиболовых гнейсов в нижнем и верхнем из них широко развиты амфиболиты и в среднем — биотитовые и эпидот-биотитовые гнейсы.

В пределах данной толщи появляются красные и розовые микроклинсодержащие жилки и вследствие послойной мигматизации возникают породы типа гранито-гнейсов, обогащенные микроклином.

Общая мощность хетоламбинской толщи 1300—1500 м.

4. *Керетьская толща мелкозернистых биотитовых гранито-гнейсов*. Верхняя граница ее проводится ориентировочно, на основании резкого уменьшения в разрезе роли амфиболовых гнейсов и амфиболитов, нижняя граница уничтожена в результате процессов ультраметаморфизма. В составе толщи господствующим распространением пользуются серые мелкозернистые лейкократовые биотитовые гнейсы гранитного облика, но с отчетливо выраженной полосчатостью (слоистостью) и сланцеватостью. Нередко среди них встречаются пропластки более крупнозернистых эпидот-амфиболовых, амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов мощностью в несколько метров, местами включающих очень тонкие, часто разорванные тела амфиболитов.

\* *Примечание редактора.* На прилагаемой к тому геологической карте описанная выше енская толща объединена вместе с лоухской толщей по Д. Т. Мишареву.



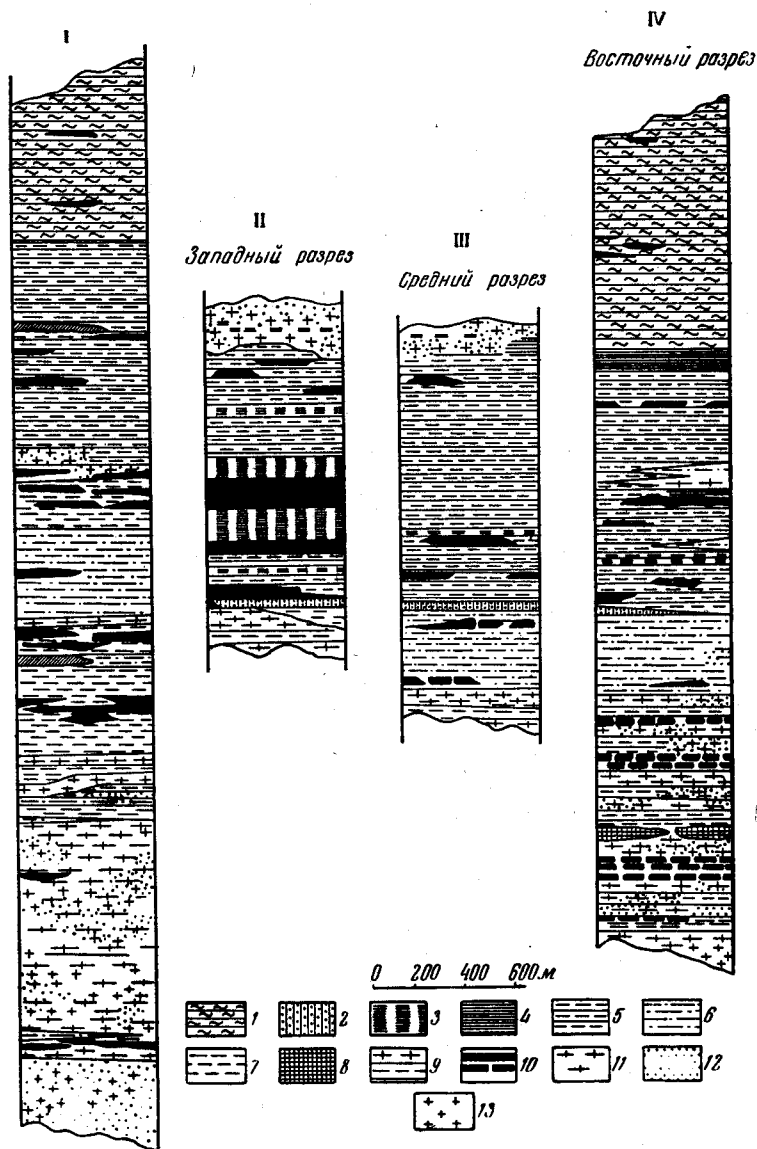


Рис. 5. Литолого-стратиграфические разрезы беломорской серии:  
 I—участок Сухая варака—Панфилова варака; II, III, IV—участок Хито-варака—оз. Важецкое (по К. А. Шуркину, 1950)

1 — переслаивание мелкозернистых и крупночешуйчатых кианит-гранат-биотитовых и двуслюдяных гнейсов; 2 — песчаникоподобные мелкозернистые ржаво-бурые биотитовые, кианит- и гранатсодержащие гнейсы; 3 — крупночешуйчатые ржаво-бурые биотитовые кианит- и гранатсодержащие гнейсы; 4 — тонкослоистые гранат-биотитовые ржаво-бурые гнейсы; 5 — переслаивание ржаво-бурых и светло-серых биотитовых гнейсов; 6 — серые эпидот-биотитовые гнейсы с пропластками амфибол-биотитовых, амфиболовых гнейсов и амфиболитов; 7 — амфиболовые гнейсы с пропластками эпидот-биотитовых гнейсов; 8 — кианит-гранат-гедритовые гнейсы; 9 — переслаивание серых мелкозернистых плагиобиотитовых гранито-гнейсов, амфиболовые гнейсы; 10 — амфиболиты, местами брекчированные; 11 — серые и розовые мелкозернистые биотит-плагиоклазовые и биотит-микроклиновые гранито-гнейсы; 12 — мигматизация высокой степени; 13 — плагиомикроклиновые граниты (и анатектиты)

Значительную роль играют розовые биотитовые гранито-гнейсы, по-видимому, представляющие глубоко метаморфизованные осадки типа аркозов. Здесь же встречаются пластовые тела розовых гнейсо-гранитов, являющихся теневыми мигматитами, образованными в процессе гранитизации амфиболитов и гнейсов различного состава. Количество подобных мигматитов заметно увеличивается вниз по разрезу, обуславливая таким образом постепенный переход к зоне палингенеза и региональной мигматизации (район Панфиловой вараки). Мощность толщи не установлена (рис. 5).

Разрез по линии гора Хито-варака — оз. Важецкое.

1. Енская толща ржаво-бурых кианит-гранат-биотитовых гнейсов с подчиненными им мусковитовыми, двуслюдяными и графитсодержащими разновидностями. Верхи толщи уничтожены эрозией. По характеру переслаивания, минералогическому составу и текстуре эти породы аналогичны гнейсам верхней толщи района Сухой вараки.

Для участка Хито-варака намечается преимущественная приуроченность мелкозернистых песчаникоподобных гнейсов к низам толщи и крупночешуйчатых кианитсодержащих разновидностей к верхам ее. Среди высокоглиноземистых гнейсов нередко залегают маломощные пропластки полевошпатовых и гранатовых амфиболитов. Судя по характеру залегания их в виде тонких (от десятков сантиметров до нескольких метров), выдержанных по простиранию пластов, и тонкой перемежаемости с высокоглиноземистыми гнейсами, это, по-видимому, параамфиболиты. Тела их часто будинированы. В участках интенсивного проявления межпластовых и внутрипластовых движений на месте амфиболитов возникает тектоническая брекчия, по характеру обломков, нередко имеющих округлую форму, морфологически напоминающая мономиктовый конгломерат (рис. 6).

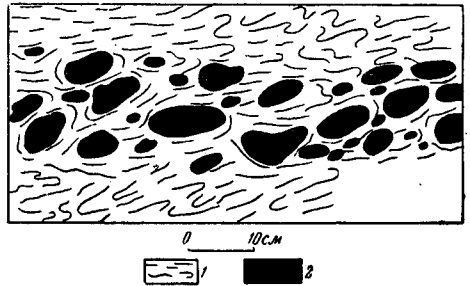
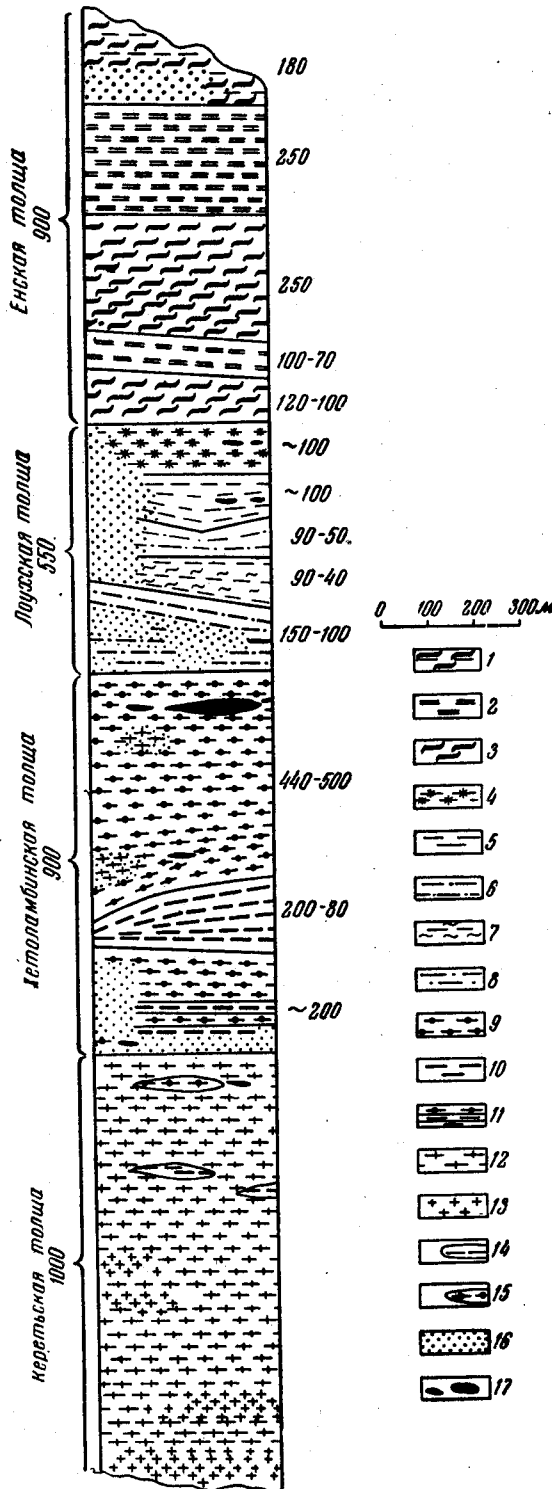


Рис. 6. Тектоническая брекчия (псевдоконгломерат, по К. А. Шуркину)  
1 — гранато-биотитовый гнейс; 2 — амфиболит

Мощность разреза сохранившейся части толщи 1000—1200 м.

2. Лоухская толща переслаивания ржаво-бурых мелко- и крупночешуйчатых кианит-гранат-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов со светло-серыми плотными биотитовыми разновидностями, в том или ином количестве содержащими эпидот, амфибол и гранат. Верхняя граница ее маркируется горизонтом тонкослоистых гранат-биотитовых гнейсов, нижняя — пластом ржаво-бурых высокоглиноземистых гнейсов мощностью 40 м.

В подчиненном количестве в составе ее участвуют амфиболовые гнейсы и амфиболиты, в основном приуроченные к нижней части разреза, а также двуслюдяные и мусковитовые гнейсы, обычно ассоциирующие с крупночешуйчатыми высокоглиноземистыми разновидностями. Господствующим распространением пользуются полосчатые гранатовые амфиболиты, обычно образующие тонкие, выклинивающиеся по простиранию пласты. Количество последних, мощность и относительное положение в разрезе их варьирует в широких пределах. Так, к се-



веру от разреза Коткозеро (см. рис. 5 западный разрез) амфиболиты, очевидно, представляющие глубоко метаморфизованные основные породы, образуют относительно крупные тела мощностью до 200 м. В 5 км к востоку (см. рис. 5, восточный разрез) примерно то же положение в разрезе занимают эпидот-биотит-амфиболовые гнейсы, содержащие тонкие пропластки параамфиболитов. В этом же районе по мере движения с востока на запад наблюдается увеличение роли высокоглиноземистых гнейсов, местами, совместно с амфиболитами, почти нацело слагающих нижний горизонт толщи. Некоторая изменчивость разреза лоухской толщи по распространению трактуется К. А. Шуркиным (1956) как результат первично фациального изменения состава ее, так как степень мигматизации пород на этом участке почти не меняется, во всяком случае не настолько, чтобы можно было рассматривать эпидот-биотит-амфиболовые гнейсы восточного разреза в качестве мигматизированных гранатовых амфиболитов, распространенных в западной части района.

Мощность толщи 1000—1100 м.

Рис. 7. Сводный литолого-стратиграфический разрез беломорской серии в р-не п-ова Толстик — Тулая губа (по В. Л. Дуку, 1959)

1 — серые биотитовые гнейсы с отдельными прослоями ржавых гранат-биотитовых разновидностей; 2 — кванит-гранат-биотитовые гнейсы; 3 — гранат-биотитовые гнейсы; 4 — серые биотитовые гнейсы с гранатом; 5 — серые лейкократовые биотитовые гнейсы; 6 — гранат-биотит-амфиболовые гнейсы; 7 — переслаивание серых и ржавых биотитовых гнейсов; 8 — переслаивание серых биотитовых гнейсов с гранатом и гранат-биотит-амфиболовыми разновидностями; 9 — биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 10 — биотитовые гнейсы; 11 — переслаивание биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов; 12 — гранито-гнейсы; 13 — анатектиты; 14 — биотитовые гнейсы; 15 — биотит-амфиболовые гнейсы; 16 — мигматизация высокой степени; 17 — амфиболиты

3. *Хетоламбинская толща* эпидот-биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, слагающая в районе оз. Важецкое ядро антиклинальной структуры. Низы толщи здесь с достоверностью не установлены. В составе ее выделяются два горизонта:

а) верхний — мощностью 300—600 м, в основном сложенный эпидот-биотитовыми гнейсами местами с амфиболом и тонкими пропластками амфиболитов;

б) нижний — мощностью около 1000 м, характеризующийся переслаиванием светло-серых мелкозернистых биотитовых гнейсов и розовых микроклинсодержащих гнейсо-гранитов с амфиболовыми и эпидот-амфиболовыми гнейсами. В составе его большую роль играют амфиболиты, образующие пять крупных пачек и многочисленные мелкие пропластки.

На южном берегу оз. Важецкого К. А. Шуркиным в составе этой толщи описаны две линзы гигантозернистых кианит-гранат-гедритовых амфиболитов мощностью 40 и 50 м. По минералогическому составу и структуре эти породы аналогичны гедритовым амфиболитам, с которыми связаны месторождения граната и кианита окрестностей с. Шуерецкое. Характерной особенностью данной толщи является значительное развитие процессов мигматизации и гранитизации, приводящих к появлению в нижнем горизонте ее темных мигматитов и местами относительно однородных мясо-красных анатектических гранитов плагио-микроклинового состава.

Ориентировочная мощность описанного разреза составляет 1300—1600 м.

Разрез по линии оз. Ковд-Озеро — оз. Беличье — п-ов Толстик (от молодых пород к древним). Этот разрез представляет особый интерес как по детальности проведенных здесь геологических исследований, так и потому, что он охватывает основные структуры западного Беломорья: западный Керетьско-Ковдозерский антиклинорий, Енско-Лоухский синклинорий и западное крыло восточного Приморского антиклинория.

1. *Енская толща высокоглиноземистых гнейсов*, приуроченная к центральной части Енско-Лоухского синклинория, обнажается в ядрах Свинцовогубской и Свинцовогорской синклиналей III порядка (рис. 8). Кровля ее уничтожена процессами эрозии, подошва отчетливо маркируется появлением гранат-биотит-амфиболовых и светло-серых гранат-биотитовых гнейсов.

В составе толщи господствующим распространением пользуются ржаво-бурые крупночешуйчатые кианит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Подчиненную роль играют ржавые и серые мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные гнейсы, а также почти лишенные сланцеватости песчаникоподобные разновидности.

В результате детальных исследований в пределах енской толщи этого района выделено пять горизонтов (сверху вниз):

	Мощность в м
1. Серые биотитовые гнейсы с отдельными прослоями гранат-биотитовых разновидностей . . . . .	180
2. Кианит-гранат-биотитовые гнейсы (верхний горизонт) . . . . .	250
3. Гранат-биотитовые гнейсы . . . . .	250
4. Кианит-гранат-биотитовые гнейсы (нижний горизонт) . . . . .	70—100
5. Тонкое переслаивание крупночешуйчатых гранат-биотитовых и мелкозернистых песчаникоподобных биотитовых гнейсов . . . . .	100—120

Общая мощность сохранившейся части толщи 800—900 м.

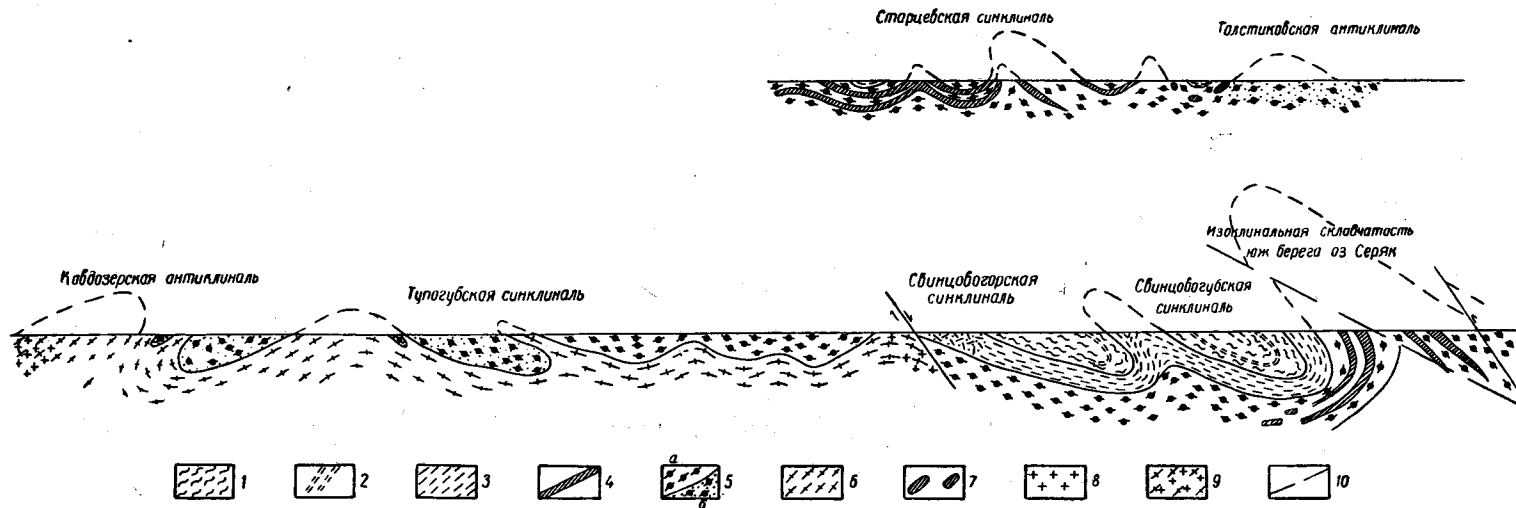


Рис. 8. Разрез по линии оз. Ковд-Озеро — п-ов Толстик с юго-запада на северо-восток (по К. А. Шуркину, 1956)

Толща I: 1 — переслаивание ржаво-бурых крупнозернистых и мелкозернистых песчаникоподобных гранат-биотитовых гнейсов; 2 — кианит-гранат-биотитовые гнейсы; толща II: 3 — переслаивание серых плагиобиотитовых гнейсов, частично гранат- и амфиболсодержащих, с бурными мелкозернистыми биотитовыми гнейсами; толща III: 4 — гранатые амфиболиты; 5a — биотитовые, биотит-амфиболиты и амфиболитовые гнейсы, 5б — участки сильной мигматизации; толща IV: 6 — биотитовые плагиомикроклиновые гранито-гнейсы с амфиболом; 7 — древнейшие ортоамфиболиты; 8 — анатектиты; 9 — биотитовые плагиомикроклиновые гнейсо-граниты; 10 — линии разлома

II. *Лоухская толща переслаивания ржаво-бурых и серых биотитовых гнейсов со светло-серыми гранат-биотитовыми и гранат-амфиболовыми разновидностями* обнажается в крыльях Свинцовогорской синклинали, в осевом погружении Тупогубской антиклинали, ядре Старцевской синклинали и ряде других мест.

Нижняя граница ее устанавливается по наличию переходной зоны переслаивания серых биотитовых гнейсов с гранат-биотит-амфиболовыми разновидностями мощностью 40 м, подстилающейся маркирующим пластом гранатовых плаггиоамфиболитов. Детальными исследованиями в пределах лоухской толщи этого района выделено пять горизонтов (сверху вниз):

	Мощность в м
1. Серые биотитовые гнейсы с гранатом . . . . .	100
2. Серые лейкократовые биотитовые гнейсы . . . . .	100
3. Пачка переслаивания серых биотитовых гнейсов с гранатом и гранат-амфибол-биотитовых разновидностей . . . . .	50—90
4. Пачка переслаивания серых и ржаво-бурых биотитовых гнейсов, местами с небольшим количеством кианита . . . . .	40—90
5. Пачка переслаивания серых биотитовых гнейсов с гранатом и гранат-биотит-амфиболовых разновидностей . . . . .	100—150

Гнейсы енской и лоухской толщ послойно мигматизированы белым кварц-олигоклазовым, изредка розовым кварц-микроклин-олигоклазовым и кварц-микроклиновым материалом.

Мощность лоухской толщи колеблется в пределах 400—600 м.

III. *Хетоламбинская толща* переслаивания серых биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов с амфиболитами слагает оба крыла Енско-Лоухского синклинория. Ею же образованы такие крупные структуры II порядка, как Старцевская и Тупогубская синклинали и Толстиковская антиклиналь.

Амфиболиты, представленные полевошпатовыми и гранат-полевошпатовыми разновидностями, образуют ряд пластообразных тел различной протяженности и мощности.

В верхах разреза изредка встречаются серые гранатсодержащие биотитовые гнейсы, характерные для вышележащей лоухской толщи.

Нижняя граница хетоламбинской толщи устанавливается по появлению в разрезе гранито-гнейсов. В восточном крыле Енско-Лоухского синклинория в составе ее выделяются два горизонта (сверху вниз):

а) горизонт биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов мощностью 400 м;

б) горизонт биотитовых гнейсов видимой мощностью 200 м.

В западном крыле Енско-Лоухского синклинория установлен еще один—нижний горизонт переслаивания биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов мощностью 200 м.

В низах хетоламбинской толщи в значительном количестве появляются розовые инъекционные жилки кварц-микроклин-олигоклазового и кварц-микроклинового состава. В отдельных участках широкое развитие процессов мигматизации и сопровождающей ее гранитизации приводит к образованию по гнейсам и амфиболитам теневого и флюидальных мигматитов.

Мощность толщи 600—800 м.

IV. *Керетьская толща* слагает осевую часть Керетьско-Ковдозерского антиклинория. Верхняя граница ее проводится условно на осно-

вании резкого уменьшения в разрезе биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, нижние горизонты уничтожены процессами ультраметаморфизма. В составе данной толщи господствующим распространением пользуются биотитовые гранито-гнейсы, как правило, значительно обогащенные микроклином. Подчиненную роль играют амфибол-биотитовые разновидности. Региональным развитием пользуются здесь мигматиты, представленные тонкополосчатыми плейчатными и гнейсовидными теневыми разновидностями. Инъекционный жильный материал имеет кварц-олигоклаз-микроклиновый или кварц-микроклиновый состав.

Вследствие интенсивной гранитизации пород этой толщи определение среди первичных литологических особенностей ее крайне затруднительно. Судя по наличию гранито-гнейсов небольших реликтовых тел биотитовых, реже амфибол-биотитовых гнейсов и полосчатых амфиболитов, она по составу была близка к вышележащей хетоламбинской толще. Истинная мощность ее не установлена. Во всяком случае, часть разреза, в которой сохраняются реликты гнейсов и амфиболитов беломорского типа, составляет не менее 1000 м.

Аналогичная последовательность напластования, документирующаяся приуроченностью высокоглиноземистых гнейсов к ядрам опрокинутых, реже нормальных синклиналей и богатых микроклином биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов к осевым частям антиклинальных структур, установлена В. С. Смирновой (1954, 1955) для района слюдяных месторождений Енского и Река-латвинского, расположенных в юго-западной части Мурманской области.

Сопоставление разрезов, приведенных выше, показывает их сходство по типу строения, что свидетельствует о сохранении общего характера разреза на значительном расстоянии (около 200 км) и выдержанности толщ в горизонтальном направлении.

Для всей беломорской серии в целом устанавливается закономерное изменение состава ее от высокоглиноземистых гнейсов в верхах разреза, через эпидот и амфиболсодержащие разновидности к микроклин-плагноклазовым гнейсам и гранито-гнейсам в низах его. Начиная с 1950 г., большинством исследователей эта закономерность рассматривается как отражение в общих чертах первичной последовательности напластования мощной осадочно-эффузивной серии, состав которой сверху вниз менялся от песчано-глинистых и глинистых сланцев через мергелистые породы до осадков типа аркозов. По К. А. Шуркину (1956), «... смена эта происходит не постепенно, а путем переслаивания главных типов гнейсов, мощность и количество пластов которых взаимно изменяется в одном и другом направлении» и «отсутствуют хотя бы косвенные указания на наличия стратиграфического перерыва между толщами».

Значительно слабее изучены центральная и южная части западного Беломорья, расположенные к югу от Чупинско-Лоухского слюдоносного района. При общей аналогии литологического состава и характера переслаивания различных пород эти участки Беломорского блока имеют некоторые особенности, отличающие их от описанной выше северной части его. Так, на водоразделе между озерами Кереть и Топ-Озеро широко развиты среднезернистые сланцеватые эпидот-полевошпатовые амфиболиты (Волотовская, 1940), по-видимому, отвечающие хетоламбинской толще В. С. Смирновой, Р. И. Солодкой. Подчиненную роль играют мономинеральные разновидности, местами содержащие рассеянную вкрапленность пирита. С амфиболитами этого участка ассо-

цируют кварц-эпидотовые сланцы и эпидозиты, образующие либо небольшие линзовидные тела, либо выдержанные пропластки мощностью от 2—3 см до 3—4 м, редко до 25—30 м.

Изредка наблюдается относительно равномерное переслаивание кварц-эпидотовых сланцев и амфиболитов в виде пропластков мощностью от 5—6 до 60—70 см. Контакты между обеими породами обычно резкие. Реже переходы между ними осуществляются через промежуточную зону лейкократовых эпидот-амфиболовых гнейсов или сланцев.

В западной части Беломорского блока в зоне южного побережья озер Топ-Озера — Поньгома господствующим распространением пользуются среднезернистые лейкократовые и мелкозернистые мезократовые биотитовые гнейсы с подчиненными им сланцеватыми амфиболитами, в основном представленными полевошпатовыми и гранат-полевошпатовыми разновидностями (хетоламинская толща). Подчиненную роль играют ржаво-бурые гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые и ставролит-биотитовые гнейсы, приуроченные к ядрам небольших синклиналей субмеридионального простирания. В этих породах, по-видимому, относящихся к лоухской толще, кристаллы светло-голубого кианита и темно-бурого ставролита, местами имеющие крестообразную форму, обычно распределены неравномерно. Обогащение кианитом часто наблюдается на плоскостях сланцеватости и в зоне контакта с жилами кварца и плагиоклазового пегматита, где длина кристаллов его местами достигает 6—7 см. В отдельных жилах и линзах кварца наблюдаются гнезда почти мономинерального кианита размером до 15×20 см.

На участке между г. Кемь, с. Шуерецкое и г. Беломорск наряду с широко распространенными биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами с подчиненными им гранат-биотитовыми и кианит-биотитовыми разновидностями, очевидно, отвечающими лоухской толще, появляются гранат-ставролитовые и ставролитовые гнейсы, изредка в небольшом количестве, содержащие силлиманит. По В. А. Перевозчиковой, эти породы по особенностям минералогического состава напоминают некоторые гнейсы кольской серии. В окрестностях с. Шуерецкое к этой же толще приурочены довольно крупные (до 1 км) по простиранию линзовидные тела гигантозернистых кианит-гранат-гедритовых амфиболитов, представляющих промышленные месторождения абразивного граната.

Севернее г. Кемь, в губе Воньга Белого моря, на небольшом острове (100×110 м), получившем впоследствии название «Мраморный», Л. А. Косым (1936) впервые для беломорской серии были встречены и детально описаны мраморизованные известняки, залегающие среди перемежающейся толщи гранат-кианитовых гнейсов и гранатовых параамфиболитов (лоухская толща?) (рис. 9).

Стратиграфическая последовательность напластования пород этого участка дается Л. А. Косым в следующем виде (сверху вниз):

Мощность в м

1. Гранатовые параамфиболиты верхнего горизонта . . . . .	не установлена
2. Кианитовые гнейсы верхнего горизонта . . . . .	6
3. Биотитовые гнейсы, образующие пропластки в известняке . . . . .	1
4. Мраморизованные известняки . . . . .	10—12
5. Гранатовые параамфиболиты среднего горизонта . . . . .	30
6. Кианитовые гнейсы нижнего горизонта . . . . .	20
7. Гранатовые параамфиболиты нижнего горизонта . . . . .	не установлена



Амфиболиты в контакте с известняками заметно обогащены карбонатом. Известняки мраморизованы и в зоне контакта с другими породами отчетливо скарнированы с появлением таких минералов, как ам-

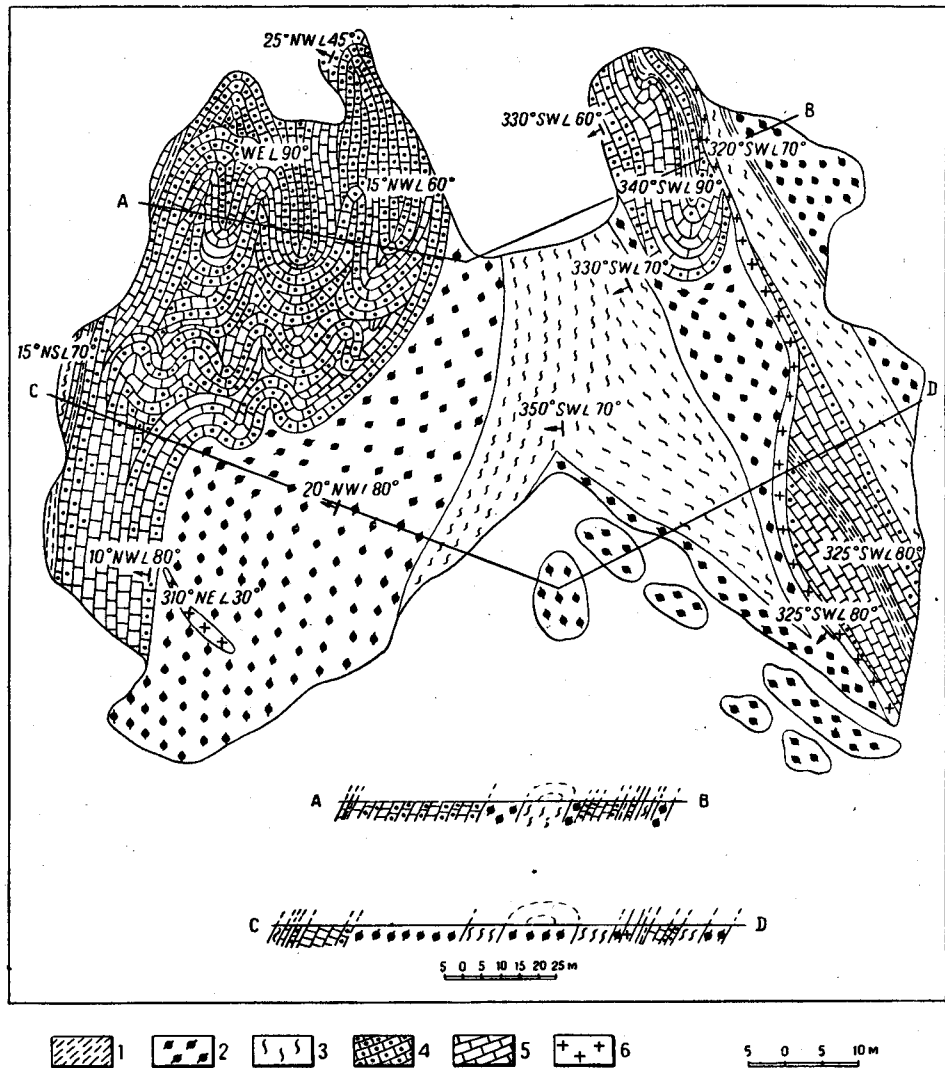


Рис. 9. Геологическая карта о-ва Мраморного (по Л. Я. Косому, 1936)

1 — биотитовые гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — кианитовые гнейсы; 4 — скарнированные известняки; 5 — известняки; 6 — пегматиты

фибол, гранат, диопсид и т. д. В северной части острова известняки сильно перемяты с образованием системы мелких складок с крутыми, почти вертикальными осями (рис. 10). На смежных с о-вом Мраморным островах Белого моря те же мраморизованные известняки встречаются в виде тонких (3—5 см) пропластков среди гранатовых параамфиболитов, по-видимому, принадлежащих к хетоламбинской толще.

Маломощные пропластки карбонатных пород, залегающие в толще гнейсов и амфиболитов беломорской серии, известны также на п-ове Карташ, замыкающем Чупинскую губу с севера. Эти породы, описанные В. И. Лебедевым (1937, 1955), приурочены к складчатой структуре II порядка, ориентированной в направлении СЗ 320—330°. Согласно



Рис. 10. Складчатость в кристаллических известняках о-ва Мраморного (фото Н. Г. Судовикова)

исследованиям К. А. Шуркина (1956), разрез по этой структуре (рис. 11) представляется в следующем виде (сверху вниз):

	Мощность в м
1. Среднезернистые, грубослоистые гранат-амфиболовые гнейсы с тонкими прослоями амфиболитов	20—25
2. Полосчатые гранатовые амфиболиты с тонкими пропластками роговообманковых гнейсов и мраморовидных карбонатных сланцев	40—50
3. Грубозернистые роговообманковые гнейсы, переслаивающиеся с биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами	40—45
4. Гранат-биотитовые гнейсы с прослоями биотит-амфиболовых гнейсов и редкими линзовидными телами амфиболитов	25—30
5. Пачка тонкого переслаивания серых крупнозернистых биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов с амфиболитами различного состава (полевошпатовыми, гранатовыми, мономинеральными и доизитсодержащими)	20—40
Пласты амфиболитов обычно блокированы и пластически деформированы с образованием глыбообразных тел, обтекаемых гнейсами.	
6. Серые эпидот-биотитовые гнейсы и переслаивающиеся с ними биотитовые и амфиболовые разновидности, содержащие многочисленные мелкие линзы и обрывки пластов амфиболитов, а также блокированные тела амфиболитов основных пород.	
7. Интенсивно гранитизированные и мигматизированные биотитовые гнейсы с тонкими пропластками амфибол-биотитовых гнейсов.	

Общая мощность разреза, вскрытого эрозией в районе п-ова Карташ, составляет 350—400 м. Судя по составу пород и характеру пере-

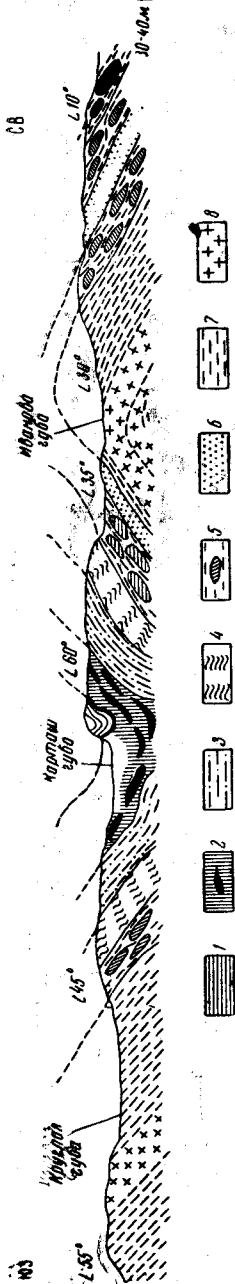
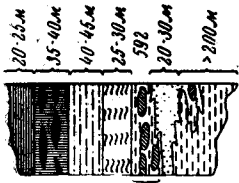


Рис. 11. Схематический разрез южного берега мыса Каргаш (по К. А. Шуркину, 1956)

1 — гранато-амфиболовые гнейсы с тонкими прослоями параамфиболитов; 2 — гранатопые амфиболиты с линзовидными телами актинолит-тремолитовых сланцев; 3 — амфиболовые гнейсы с прослоями биотитовых, редко цоизитовых гнейсов и гранатовых амфиболитов; 4 — крупнотельчатые гранат-биотитовые гнейсы; 5 — переслаивание биотитовых и амфиболовых гнейсов с буллитовыми оргоамфиболитами; 6 — эпидот-биотитовые, плагио-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, мигматиты; 7 — биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы и мигматит-граниты; 8 — перматиты

слаивания их, данный разрез, по-видимому, отвечает низам хетоламбинской толщи.

Гнейсы и амфиболиты беломорской серии являются продуктом регионального метаморфизма мощной осадочно-эффузивной толщи пород, глубоко измененных в условиях амфиболовой, местами эпидот-амфиболовой, изредка гранулитовой и эклогитовой метаморфических фаций. В комплексе их широко развиты явления ультраметаморфизма (мигматизации и гранитизации), нередко в зонах максимального проявления обоих процессов приводящие к образованию типичных анатектитов, местами трудно отличимых от интрузивных гранитов. Интенсивность и характер процессов мигматизации и гранитизации пород беломорской серии меняются в зависимости от положения в разрезе, особенностей тектонической структуры, состава и текстуры их. В общем наблюдается увеличение степени мигматизации и гранитизации вниз по разрезу от слабой в енской и лоухской толщах до значительной в хетоламбинской и весьма интенсивной, местами приводящей к почти полному уничтожению первичных текстур, в керетьской толще. В одной и той же части разреза интенсивность обоих процессов резко увеличивается в тектонически ослабленных зонах, замках антиклинальных структур, а также верхах пачек, перекрывающихся более или менее мощными пластами амфиболитов (см. «Метаморфизм»).

Гнейсы и амфиболиты беломорской серии характеризуются исключительным развитием вторичных бластических структур (гранобластической, порфиробластической, пойкилобластической). Зерна кварца и полевого шпата в них имеют неправильную, часто весьма прихотливую форму. В гнейсах местами наблюдается концентрация кварца в линзовидные или жилеобразные агрегаты, вытянутые параллельно кристаллизационной сланцеватости породы. Листочки биотита и кристаллы амфибола обычно заметно ориентированы. В ряде случаев наблюдается неравномерное, кучное распределение их. Гранат, кианит, ставролит, местами амфибол образуют порфиробласты, нередко имеющие пойкилобластическое строение и неправильные изрезанные края. Особенно сложные очертания приобретают эти минералы в зонах мигматизации кварц-микро-

клиновым материалом, где форма развития их обусловлена процессами кварцевого и калиевого метасоматоза. Порфиробласты граната часто окаймляются пластинами биотита, обычно имеющего облекающее расположение.

Гнейсы беломорской серии в основном состоят из олигоклаз-андезина (20—34% Au) и кварца. Количество плагиоклаза и содержание анортитовой молекулы в нем увеличивается от енской к хетоламбинской толще, достигая максимума в амфиболсодержащих гнейсах последней. В этих же породах в варьирующем количестве появляются эпидот, местами содержащий мельчайшие зернышки ортита, изредка скаполит и кальцит. Из цветных минералов широко развиты биотит, обыкновенная роговая обманка и гранат. В гнейсах енской и лоухской толщ в переменном количестве присутствуют кианит, местами мусковит, редко ставролит и силлиманит. В отдельных горизонтах этих пород наблюдается обогащение пиритом, разложением которого в поверхностной зоне окисления обусловлена охристо-бурая окраска их. Из аксессуарных минералов для гнейсов беломорской серии обычны магнетит, рутил, более редки графит, преимущественно сосредоточенный в верхах разреза, циркон и сфен. Из вторичных минералов типичны биотит и хлорит, развивающийся по биотиту и гранату, а также бесцветная мелкочешуйчатая слюдка, местами замещающая кианит.

В зонах мигматизации кварц-олигоклаз-микроклиновым и кварц-микроклиновым материалом в гнейсах в том или ином количестве появляется калиевый полевой шпат, явно корродирующий плагиоклаз. Нередко на границе между обоими минералами появляется кайма вторичного, прозрачного альбита. Иногда в контакте с жилами пегматита гнейсы обогащаются турмалином, черные столбчатые кристаллы которого местами различимы невооруженным глазом. Среди амфиболитов беломорской серии преобладают полевошпатовые, гранат-полевошпатовые и мономинеральные разновидности. Подчиненную роль играют породы со значительным содержанием минералов группы эпидота, скаполита и диопсида. Текстура амфиболитов варьирует от массивной до сланцеватой и полосчатой. В полосчатых разновидностях мощность пропластков различного состава колеблется от сантиметров до 10—12 м.

Главными породообразующими минералами амфиболитов являются обыкновенная роговая обманка и андезин (30—36% An). В подчиненном количестве в них присутствуют кварц, местами гранат, эпидот и цоизит, изредка диопсид и скаполит. Из аксессуарных минералов обычны магнетит, апатит, сфен, вторичный хлорит, замещающий амфибол и гранат, а также кальцит.

В зонах мигматизации кварц-олигоклаз-микроклиновым и кварц-микроклиновым материалом в том или ином количестве в них появляется биотит, явно образующийся по роговой обманке. В отдельных локальных зонах этот процесс приводит к образованию вторичных гнейсов биотит-амфиболового, реже амфибол-биотитового состава.

В контактном ореоле массива Вуори-Ярви, сложенного комплексом ультраосновных, щелочных и карбонатных пород, в амфиболитах в небольшом количестве появляется эгирин, образующий узкие радиально-лучистые венчики вокруг обыкновенной роговой обманки и андезина. Изредка среди пород беломорской серии встречаются актинолитовые или тремолит-актинолитовые амфиболиты с магнетитом и кальцитом, по-видимому, представляющие глубоко измененные гипербазиты архея.

Таблица 3

Окислы	Керетьская	Хетоламинская				Лоухская		Лоухская (?)					
	Гнейсы биотитовые	Гнейсы			Амфиболиты	Гнейсы		Гнейсы		Гранатовые гедрититы	Полевопшатовые амфиболиты	Мраморы	Скарны
		биотитовые	эпидот-биотит-амфиболовые	гранат-амфиболовые		кианит-гранат-биотитовые	биотитовые	кианит-гранат-биотитовые	гранат-биотитовые				
	Великая Салма, Нижнее Кот-Озеро	Хетоламинская, оз. Постельное, оз. Серак	Хетоламинская	Шарви-Озеро	Разъезд Катозеро Хетоламинская	Плотина Пирт-озеро	Малинов-ая варака	с. Шуерецкое			о-в Мраморный		
	Количество анализов												
2	3	1	1	2	2	1	1	2	2	1	1	1	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
SiO <sub>2</sub>	70,46	68,30	54,00	49,15	51,33	66,05	68,44	71,99	72,33	57,27	52,16	8,89	35,67
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,40	0,81	0,90	0,90	0,38	0,45	0,36	0,42	1,09	0,78	сл.	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,21	15,70	18,31	15,10	13,90	16,32	15,14	14,49	10,90	15,70	16,09	5,25	7,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,28	2,76	2,21	2,52	0,53	0,33	3,33	2,25	5,66	2,52	0,28	1,17
FeO	1,95	2,40	4,84	9,45	7,12	5,97	2,73	3,60	3,22	9,31	7,85	2,08	4,53
MnO	Не обн.	0,04	0,08	0,20	0,10	0,09	Следы	—	—	сл.	0,30	0,36	0,51
MgO	1,04	1,52	4,65	6,95	8,92	2,97	1,45	2,08	3,15	8,43	6,88	17,50	3,75
CaO	3,83	3,71	7,95	11,85	11,72	2,52	4,07	1,68	1,91	0,75	10,68	30,25	28,00
Na <sub>2</sub> O	4,16	4,19	4,30	2,59	1,42	2,23	3,26	1,47	2,36	0,64	1,20	0,29	0,28
K <sub>2</sub> O	2,07	1,28	1,15	0,71	0,80	1,67	2,49	0,97	2,08	0,37	0,84	1,05	0,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,17	0,18	0,07	0,04	0,10	0,68	—	—	—	0,11	0,11	0,45
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,54	32,81	16,27
H <sub>2</sub> O	—	0,17	0,14	0,07	0,09	0,45	—	—	—	—	0,87	1,05	0,74
П. п. п.	0,44	0,73	1,26	1,23	1,00	0,88	1,36	0,22	0,59	0,61	—	—	—
SO <sub>8</sub>	—	—	—	—	—	—	—	сл.	0,69	—	—	—	сл.
Сумма	99,88	99,79	100,43	100,47	99,86	100,16	100,40	100,19	99,90	99,83	100,82	99,98	100,09

Анализы 1—7 характеризуют гнейсы керетьской, хетоламинской и лоухской толщ по Д. Т. Мишареву, В. С. Смирновой, Р. И. Солодкой (1955 ф). Анализы 2—10 относятся к породам окрестностей с. Шуерецкое (Игнатьев, 1932 г.) и анализы 11—13 к кристаллическим образованиям Мраморного острова (Косой, 1936), положение которых в стратиграфическом разрезе беломорской серии менее определено.

Ассоциирующие с амфиболитами кварц-эпидотовые сланцы и эпидозиты характеризуются зеленовато-серой окраской и мелкозернистым сложением. В составе их главную роль играют кварц, минералы группы эпидота, местами обыкновенная роговая обманка, образующая крупные порфиробластические зерна. В небольшом количестве в этих породах присутствуют андезин (34—48% An), скаполит, карбонат, биотит, хлорит, мусковит, иногда гранат и диопсид; акцессорные: сфен, ортит, апатит, рудный минерал и циркон. Содержание плагиоклаза обычно возрастает в контакте с плагиомикроклиновыми гранитами, где, в зависимости от количественного минералогического состава, порода может быть названа либо эпидотовым гнейсом, либо полевошпатовым эпидозитом (Волотовская, 1940).

Гранатовые гедрититы и связанные с ними слюдиты окрестностей с. Шуерецкое представляют сланцеватые гигантозернистые породы, в основном состоящие из ромбического амфибола — гедрита, биотита, в той или иной степени замещенного хлоритом, и граната — альмандина. В небольшом количестве в них присутствуют обыкновенная роговая обманка, альбит-олигоклаз, кварц, кианит и магнетит.

По-видимому, к этой же группе относятся кианит-гранат-гедритовые амфиболиты окрестностей оз. Важецкого (Шуркин, 1956) и гранатовые гедрититы, залегающие среди гранатовых амфиболитов восточного побережья оз. Топ-Озера (Лобанов, 1936).

Своеобразные высокоглиноземистые амфиболиты, описанные Н. А. Волотовской (1934) близ с. Лягкомина, представляют темно-зеленые крупнозернистые породы, обычно отчетливо осланцованные. В составе их главную роль играют обыкновенная роговая обманка, с краев незначительно хлоритизированная, и лабрадор (50—63% An), в той или иной степени замещенный эпидотом, цоизитом, редко пренимом и кальцитом. В подчиненном количестве здесь же присутствуют гранат, кианит, ставролит, акцессорные магнетит, рутил и апатит. По всему массиву амфиболиты пронизаны тонкими жилками плагиоклазита, на 90—95% состоящего из андезин-лабрадора (39—50% An). В небольшом количестве в них присутствуют кварц, амфибол, гранат, кианит, цоизит, рутил и магнетит.

Карбонатные породы архея наиболее полно представлены на Мраморном острове. В состав развитых здесь кристаллических известняков, кроме кальцита и небольшого количества доломита, входят обыкновенная роговая обманка, биотит, анортит (95—100% An), диопсид, кварц, апатит, графит, рудный минерал, турмалин, хлорит, скаполит (мейонит), рутил, сфен, мусковит, серицит и эпидот. Количественные соотношения между главными минеральными компонентами варьируют в широких пределах. Содержание карбонатов колеблется от 60 до 95%. Среди более или менее чистых известняков встречаются прослойки скарнов различной мощности, в основном состоящих из силикатов с небольшой примесью кальцита и доломита. Кроме минералов перечисленных выше, в небольшом количестве в этих породах появляются гранат, цоизит, микроклин и циркон.

В мраморовидных сланцах п-ова Карташ карбонат представлен анкеритом. В значительном количестве в них присутствуют сульфиды (пирит, халькопирит), образующие тонкую вкрапленность.

Как видно из данных табл. 3, содержание различных окислов в однотипных породах беломорской серии (например, биотитовых гнейсах) варьирует в ограниченных пределах. Для всего этого комплекса

в целом характерно высокое содержание  $Al_2O_3$ . Пересчеты по способу Ниггли показывают, что почти во всех гнейсах беломорской серии в том или ином количестве присутствует избыточный глинозем, содержание которого достигает максимума в породах лоухской толщи. В целом для гнейсов вниз по разрезу несколько уменьшается количество  $MgO$  и одновременно увеличивается сумма щелочей, преимущественно за счет повышения содержания  $K_2O$ . Сравнение химического состава мраморов (анализ 12) и скарнов (анализ 13) показывает, что процессы скарнирования карбонатных пород сопровождались широким привносом  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , закисного и окисного железа, некоторого количества  $P_2O_5$ , одновременным выносом  $MgO$ ,  $CO_2$  при относительной устойчивости  $Na_2O$  и  $K_2O$ .

С гнейсами и амфиболитами беломорской серии генетически связаны крупные месторождения абразивного граната, сосредоточенные в окрестностях с. Шуерецкое (месторождения Тербестров, Еловый Наволок, Солохина Луда).

Среди высокоглиноземистых гнейсов енской и лоухской толщ известны отдельные зоны с повышенным содержанием кианита (месторождения Удинское, Кузостровское, Кислячиха и другие), не имеющие, однако, практического значения.

### Карельский район

В Карельском районе супракрустальные образования архея имеют ограниченное распространение. Относительно крупные реликтовые тела их известны в пределах Центрально-Карельской антиклинорной и прилегающей к ней Западно-Карельской синклинойной зон. Здесь они обнажаются в ядрах антиклинальных поднятий, в основном сложенных гранитоидами архея или нижнего протерозоя, выступающих между узкими зонами покровных протерозойских толщ.

Небольшие тела гнейсов, близких к породам беломорской серии, известны также в пределах Восточно-Финляндской синклинойной зоны. На этом участке они сохраняются среди гнейсо-гранитов архея или гранитоидов протерозоя, вскрытых эрозией в антиклинальных выступах — «окнах» среди кристаллических сланцев сортавальской и ладожской серий.

На остальной территории Карельского района эти породы либо отсутствуют, либо они настолько изменены в зонах протерозойской складчатости, что принадлежность их к осадочно-эффузивным образованиям архея является проблематичной.

В Западной Карелии гнейсы и амфиболиты архея слагают ряд разрозненных тел, разделенных узкими синклиральными зонами протерозойских осадочно-эффузивных образований или же массивами гранитоидов различного возраста и состава. Размер этих тел колеблется в широких пределах, от небольших ксенолитов в гранитах и локальных реликтовых зон среди областей интенсивной гранитизации и мигматизации до площадей, измеряемых десятками, редко сотнями квадратных километров.

Сопряженность внутренней структуры кристаллических образований архея со складчатой структурой перекрывающих протерозойских толщ, позволяет считать, что оба эти комплекса пород принимали участие

в протерозойской складчатости, обусловившей их линейное, северо-западное расположение.

Наиболее крупные площади, сложенные гнейсами и амфиболитами архея, сохранились на участке между оз. Охтан-Ярви и системой озер Куйто. Условно к этому же возрасту относятся породы известные в виде мелких тел в зоне южного побережья озер Топ-Озеро—Шомб-Озеро, района оз. Кимас-Озеро, восточного побережья озер Лекс-Озеро—Венг-Озеро и ряде других мест.

Ввиду отсутствия специальных детальных работ архейские образования Карельского района исследованы значительно слабее, чем в пределах Беломорского блока. Изучение внутренней структуры этих пород и расчленение их является задачей дальнейших исследований. Вследствие этого, в настоящем очерке и на геологической карте к нему древнейшие гнейсы и амфиболиты Западно-Карельской синклинорной зоны рассматриваются как кристаллические образования архея, ближе не определенные.

В пределах данной зоны господствующим распространением пользуются биотитовые гнейсы, местами в небольшом количестве содержащие гранат. Подчиненную роль играют амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцеватые амфиболиты, по-видимому, сходные с породами хетоламбинской толщи Беломорского блока.

Биотитовые гнейсы представляют серые (от светло- до темно-серых) породы среднезернистого, реже мелкозернистого сложения. Обычно хорошо выражена кристаллизационная сланцеватость по биотиту и местами полосчатость (слоистость), проявляющаяся в тонком (от сантиметров до десятков сантиметров) параллельном чередовании обогащенных и обедненных слюдой пропластков. Полосчатость и сланцеватость этих пород преимущественно ориентированы в субмеридиональном и северо-западном направлениях, параллельно региональной складчатой структуре перекрывающих протерозойских толщ.

Амфиболсодержащие гнейсы и амфиболиты залегают среди биотитовых гнейсов и мигматитов по ним в виде маломощных пластов и небольших линз, местами, очевидно, представляющих фрагменты блокированных пластов, несколько растянутых по простиранию. Амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы характеризуются темно-серой и зеленовато-серой окраской и среднезернистым сложением. Нередко среди них встречаются полосчатые разновидности, текстура которых обусловлена параллельным чередованием пропластков, обогащенных и обедненных цветными минералами. В эпидотсодержащих разновидностях полосчатая текстура подчеркивается линзовидным или ленточным распределением минералов группы эпидота.

Архейские амфиболиты Западной Карелии представлены полевошпатовыми, гранат-полевошпатовыми и мономинеральными разновидностями. Иногда наблюдается пластообразное чередование разновидностей различного состава или же среднезернистого и крупнозернистого сложения.

Гнейсы и амфиболиты архея в той или иной степени мигматизированы кварц-плаггиоклазовым и кварц-олигоклаз-микроклиновым материалом. Интенсивность процессов мигматизации варьирует в широких пределах—от проникновения отдельных послойных жилков аплитовидного или пегматоидного характера до образования более или менее однородных гранит-мигматитов. Преобладающим морфологическим типом являются послойные мигматиты.



В отдельных участках, обычно тяготеющих к площадям распространения нижнепротерозойских гранитов, местами наблюдаются зоны полимigmatитов со следами наложения разновозрастного мигматизирующего материала. Характер изменения гнейсов в зонах мигматизации такой же, как и в пределах Беломорского блока. Амфиболиты в участках интенсивной мигматизации и гранитизации обычно заметно фельдшпатизируются и биотитизируются, местами давая переход в биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы.

Среди биотитовых гнейсов и мигматитов архея Западной Карелии встречаются небольшие пластообразные и линзовидные тела гранат-биотитовых гнейсов с кианитом и ставролитом с подчиненными им порфиробластическими двуслюдяными разновидностями и кристаллическими сланцами кварц-биотитового, ставролит-биотитового, ставролит-гранат-биотитового и амфиболового состава. Для этих пород, преимущественно развитых в окрестностях оз. Нюк, характерно мелкозернистое сложение, тонкая сланцеватость, местами отчетливая полосчатость, относительно широкое распространение порфиробластических структур и повышенное содержание магнетита, вызывающего появление здесь ряда магнитных аномалий.

Стратиграфическое положение данной группы точно не установлено. Приуроченность гнейсов и сланцев этого типа к ядрам небольших синклиналей (Островская, 1954 г.) позволяет рассматривать их как образования более поздние, чем вмещающие биотитовые гнейсы и мигматиты.

Так как эти породы местами пересекаются и инъецируются олигоклазовыми гранитами, большинством исследователей они относились к архею (Фиженко, 1947 г.; Дюков, 1948 г.; Мотычко, 1948 г.; Островская, 1954 г. и др.). Однако после того как от кристаллических образований архея была отделена гимольская серия, характеризующаяся сочетанием сланцево-гнейсовых комплексов и седиментогенных магнетитовых руд, появилась возможность сопоставления их с данной группой. В настоящей работе в соответствии с представлениями К. О. Кратца (1955, 1958 гг.) значительная часть гранато-биотитовых гнейсов Западной Карелии и подчиненные им ставролитсодержащие и двуслюдяные гнейсы и кристаллические сланцы различного состава рассматриваются как реликты пород нижнепротерозойской гимольской серии, в той или иной степени измененные в зонах мигматизации гранитоидами протерозоя.

В Юго-Западной Карелии (Восточно-Финляндская синклинозная зона) гнейсы архея сохраняются в виде небольших реликтовых тел в древнейших гнейсо-гранитах, реже протерозойских гранитах, вскрытых эрозией среди кристаллических сланцев ладожской серии. В центральных частях этих эрозионных блоков они имеют свойственное архейским породам субмеридиональное и северо-западное простирание. В краевых частях тех же архейских глыб наблюдается переориентировка данных структур с приспособлением их к складчатым структурам перекрывающих протерозойских толщ.

Среди кристаллических образований архея господствующим распространением пользуются микроклинсодержащие биотитовые гнейсы. Это серые или розовато-серые породы с отчетливой кристаллизационной сланцеватостью и местами полосчатостью обусловленной чередованием пропластков, обогащенных и обедненных слюдой. Нередко отчетливо выражены явления катаклаза, местами в узких локальных зонах, приводящие к образованию типичных бластомилонитов. Подчи-

ненную роль играют биотитовые плагиогнейсы, а также биотит-амфиболовые и амфиболовые разновидности.

К. А. Шуркиным (1953) в составе этого комплекса описаны мало-мощные прослои кварцитов, а также гнейсов с гедритом, эпидотом и диопсидом.

Все гнейсы архея в той или иной степени мигматизированы кварц-олигоклазовым и кварц-олигоклаз-микроклиновым материалом. По представлениям Н. Г. Судовикова (1954), гранитизация их связана с явлениями мигматизации доладожской эпохи диастрофизма. Согласно данным К. А. Шуркина (1953), эти породы мигматизированы дважды, в архее до образования кристаллических сланцев ладожской серии и в протерозое после формирования их.

Химическая характеристика розового тонкослоистого микроклинсодержащего гнейса (гранито-гнейса) о-ва Локансаари (Ладожское озеро) по К. А. Шуркину (1949) приведена в табл. 4.

Как видно из этих цифр, гранито-гнейсы северного побережья Ладожского озера отличаются от биотитовых гнейсов Беломорского блока резко повышенным содержанием  $K_2O$  и пониженным  $Na_2O$ ,  $CaO$  и  $MgO$ , по-видимому, обусловленными присутствием в них микроклина.

Таблица 4

Окислы	Содержание, в %
$SiO_2$	71,83
$TiO_2$	0,39
$Al_2O_3$	14,53
$FeO_3$	1,47
$FeO$	1,27
$MnO$	0,14
$MgO$	0,52
$CaO$	1,10
$BaO$	сл.
$SrO$	сл.
$Na_2O$	2,76
$K_2O$	5,19
П. п. п.	0,40
Сумма . . .	99,60

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из краткого обзора, приведенного выше, в настоящее время произведено расчленение беломорской серии на крупные стратиграфические единицы — толщи, последовательность напластования которых документируется положением их в определенных тектонических структурах. Одновременно наметился и обострился ряд дискуссионных вопросов по стратиграфии архея и его региональной геологической структуре. В связи с неравномерной изученностью кристаллических образований Карельской АССР комплекс вопросов, требующих разрешения, является несколько различным для различных частей ее.

Одной из главных задач дальнейших исследований является продолжение изучения региональной структуры Западного Беломорья как к северу от Чупинско-Лоухского слюдоносного района на территории смежной Мурманской области, так и к югу от него. Особый интерес представляет северный район, где следует искать решение одного из важнейших вопросов геологии архея — о характере взаимоотношений между гнейсовыми комплексами беломорской и кольской серии.

При дальнейшем изучении западного Беломорья особое внимание должно быть уделено области контакта беломорид с окаймляющими ее карелидами Северо-Карельской и Восточно-Карельской сиклиновых зон. Лишь проведение здесь детальных структурно-стратиграфических исследований позволит выявить характер соотношений пород беломорской серии с некоторыми сланцево-гнейсовыми комплексами Централь-

ной Карелии (горы Хизовара, Иринья варака, Магнетитовая варака), нижнепротерозойский возраст которых является спорным.

Необходимо отметить, что отдельными исследователями (Бунтин, 1937; Скропышев, 1953; Шустов, 1954) часть гранитоидов западного Беломорья и связанных с ними гранитных пегматитов относится к магматическим образованиям нижнего протерозоя. Если это предположение верно, следует ставить вопрос о возможности распространения на данной территории осадочно-эффузивных образований нижнего протерозоя, выделение которых может быть произведено только путем тщательного изучения и детального расчленения беломорской серии.

В южной части западного Беломорья и Карельском районе стратиграфическое расчленение осадочно-эффузивных образований архея еще не начато. В Западной Карелии часть сланцев и гнейсов различного состава, ныне относящихся к архею, может оказаться кристаллическими образованиями нижнего протерозоя (гимольская серия), глубоко измененными в зонах мигматизации нижнепротерозойскими гранитами (Кратц, 1955, 1958). В последние годы В. А. Перевозчиковой (1956, 1958) на основании петрографической аналогии некоторых гнейсов Западной Карелии и южной части западного Беломорья (район г. Кеми — с. Шуерецкое) с гнейсами кольской серии ставится вопрос об их современности. В зависимости от решения общей проблемы о характере соотношений между гнейсами беломорской и кольской серий в дальнейшем несомненно будет поднят вопрос либо о расчленении единого комплекса архейских гнейсов в этих пока еще слабо изученных районах и корреляции их с относительно хорошо изученными гнейсами северной части западного Беломорья, либо о необходимости выделения на соответствующих площадях архейских супракрустальных образований различного возраста.

Необходимо отметить, что вопрос о наличии в Карельской АССР гнейсов кольской серии представляет не только теоретический, но и практический интерес, так как на территории смежной Мурманской области с этими породами связаны месторождения железистых (магнетитовых) кварцитов.

Приведенные выше стратиграфические схемы Д. Т. Мишарева, Е. П. Чуйкиной, К. А. Шуркина и других исследователей, несмотря на их очевидную прогрессивность, представляют еще первые шаги, намечающие основные пути дальнейшего структурно-стратиграфического расчленения глубоко метаморфизованных мигматизированных и гранитизированных архейских толщ. Проверка и применение этих схем на широких площадях распространения кристаллических образований архея данного региона, несомненно, приведет к некоторому изменению и уточнению их.

Судя по примеру северной части западного Беломорья, для отдельных участков этой структурной зоны возможно достаточно детальное, погоризонтное расчленение пород беломорской серии. Составление ряда опорных разрезов, в которых положение отдельных горизонтов и толщ контролируется положением их в определенных складчатых структурах, является первоочередной задачей дальнейших исследований архея Карельской АССР. Материал, собранный при составлении подобных детальных разрезов, по-видимому, позволит подойти к разрешению таких спорных, пока совершенно неизученных вопросов, как условия седиментации, палеогеографии и т. д. этого древнейшего периода развития земной коры.

## ПРОТЕРОЗОИ

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение протерозойских метаморфизованных осадочных и вулканических образований Карелии всегда играло существенную, а во многих случаях решающую роль в развитии представлений о стратиграфии протерозоя восточной части Балтийского щита. Однако, несмотря на благоприятные для изучения стратиграфии в целом особенности геологического строения Карельской АССР, разобщенность этих разнообразных палеонтологически неохарактеризованных метаморфических толщ, распространенных в виде то узких, то более широких протяженных зон, разделенных полями преимущественно гранитоидов, всегда затрудняла обоснованную их корреляцию, что неизбежно приводило к различным толкованиям их возрастных соотношений.

Впервые рассматриваемые здесь протерозойские образования были выделены из состава архейской (лаврентьевской) группы на территории юго-восточной и центральной части республики А. А. Иностранцевым в 1877 г., который отнес их частью к гурону, частью же к палеозою. Между «гуронскими» образованиями, к которым были отнесены разнообразные метаморфические сланцы и амфиболиты, и «палеозойскими» отложениями, среди которых различались конгломераты, кварцито-песчаники девона и доломиты и сланцы карбона, А. А. Иностранцев подчеркивал наличие несогласия и различия в составе пород и степени их метаморфизма.

Позднее в результате исследований той же территории В. Рамсей (W. Ramsay, 1902—1907) пришел к аналогичному возрастному расчленению рассматриваемых образований, но, в отличие от А. А. Иностранцева, считал их все протерозойскими. Несогласно залегающие на гуронских или калевийских, по Рамсею, сланцах «девонские» и «каменноугольные» отложения были выделены им соответственно в ятулийский и онежский отделы протерозоя. Наряду с этим девонские по А. А. Иностранцеву и позднее по С. А. Яковлеву (1902) кварциты и кварцито-песчаники западного побережья Онежского озера В. Рамсей, подтвердив ранее высказанное Г. Гельмерсеном (Gelmersen, 1860) мнение об их докембрийском возрасте, отнес к наиболее молодой, иотнийской системе протерозоя.

К этому же периоду, в связи с исследованиями И. Седерхольма (Sederholm, 1916) в районе северного и северо-западного побережья Ладожского озера, относится возникновение одного из кардинальных вопросов геологии протерозоя, касающегося стратиграфического положения так называемой ладожской сланцевой формации (верхнеархейской, по мнению И. Седерхольма) и ее соотношений с типичным кварцито-карбонатно-сланцевым комплексом ятулия (нижнего протерозоя) оз. М. Янис-Ярви. Во многом сходные с «ладожскими» сланцы Восточной Финляндии, находящиеся на северо-западном продолжении первых, отнесены были к нижнему протерозою В. Фростерусом (Frosterus, 1902), который, подобно В. Рамсею в Юго-Восточной Карелии, выделил здесь в протерозое калевийскую систему сланцев, более древнюю, чем ятулий.

Первое подробное, ставшее типовым описание ятулия было дано для района оз. Суо-Ярви в южной Карелии А. Метцгер (Metzger, 1924), который расчленил его на зюятулий (кварциты и кварцито-песчаники с подстилающими их базальными сланцами — корой выветривания), мезюятулий (существенно карбонатные породы и неоятулий (сланцы,

из которых последние два были выделены позднее Вейринен (Väyrynen, 1933) в морской ятулий.

Существенное значение для последующего изучения стратиграфии Карельского протерозоя имела работа П. Эскола (1927), в которой автор не видя достаточных оснований для расчленения ятулийских, калевийских и ладожских образований на разновозрастные комплексы, объединяет их в единую карельскую формацию нижнего протерозоя, а различие в составе и степени метаморфизма этих толщ объясняет различием их положением в орогенной зоне.

Впоследствии этого представления придерживались многие исследователи Карелии (В. М. Тимофеев, Н. Г. Судовиков, Ю. С. Неуструев и др.), которые в карельской формации рассматриваемой территории видели почти исключительно ятулийские образования.

В составе карельской формации В. М. Тимофеев (1935 а, б) выделил два отдела: нижний — сегозерский, включающий конгломераты, кварциты, доломиты и тесно связанные с ними основные интрузивные и эффузивные образования, и верхний — онежский, содержащий различные сланцы (глинистые, кремнистые, шунгитовые и др.) и основные гипабиссальные интрузивные породы. С концом формирования карельской формации он связывал интенсивную вулканическую деятельность, обусловившую образование суйсарского вулканического комплекса. Вместе с тем различные сланцы и зеленокаменные породы, преимущественно развитые в Западной Карелии (в районах оз. Чалка, оз. Кимас-Озеро и др.), а также в окрестностях бывш. рудника Бергаул, он по возрасту сопоставлял с беломорским комплексом гнейсов и относил их к ботнию (верхнему архею).

После исследований Н. Г. Судовикова в центральной и восточной частях и Ю. С. Неуструева и В. Н. Нумеровой на севере республики в 1934 г. объем карельской формации для данной территории был несколько расширен включением в состав ее сильно измененных пород (сланцев, гнейсов, амфиболитов), которые В. М. Тимофеевым, Н. Г. Судовиковым и позднее Ю. С. Неуструевым рассматривались как глубоко-метаморфизованные эквиваленты типичных ятулийских образований Южной Карелии.

В это же время объединение различных комплексов в единую карельскую формацию ставилось под сомнение. Так, Л. Я. Харитонов (1938, 1941) в пределах Южной и Центральной Карелии подразделил карельскую формацию на две разновозрастные системы (свиты): нижнюю — сегозерскую и верхнюю — онежскую, разделенные, по его мнению, эпохой диастрофизма и связанного с ней кислого магматизма (постсегозерские граниты). К сегозерской системе (свите) он отнес кварцито-диабазовую толщу, в основании которой выделил базальные сланцы (кору выветривания). Часть кварцитов вместе с карбонатными породами и сланцами Онежско-Сегозерского водораздела, а также кварциты и диабазы «Летноозерской мульды» в Тунгудском районе с базальными полимиктовыми конгломератами Л. Я. Харитонов выделил в онежскую систему, считая, что последняя залегает несогласно на образованиях сегозерской системы. С постонезской эпохой диастрофизма Л. Я. Харитонов связывал появление серпентинитов и кератофинов. Одновременно толща разнообразных сланцев и измененных основных пород окрестностей быв. рудника Бергаул, несогласно перекрываемая сегозерской системой, была выделена им в более древнюю бергаульскую свиту, которую он сопоставлял с калевием Рамсея.

Идея о расчленении карельской формации в пределах Карельской АССР нашла отражение в сводной работе А. А. Полканова (1939), охватывающей весь Карело-Кольский регион, в которой он высказал мнение о развитии в пределах Карелии ятулийских и более молодых калевийских образований. К последним, вслед за Ю. С. Неуструевым он предположительно отнес мощную толщу гранато-кианито-ставролитовых, слюдяных сланцев и гнейсов Северной Карелии (район горы Иринеёвараки — оз. Кукас-Озеро). Одновременно А. А. Полканов допускал возможность сопоставления онежского отдела ятулия Карелии с калевием Финляндии. В отношении ладожской формации А. А. Полканов отметил, что стратиграфическое положение последней неясно и что, возможно, она представляет собой более сильно метаморфизованный калевий.

Представления Л. Я. Харитонова и других исследователей о расчленении карельской формации оспаривались Н. Г. Судовиковым. Однако более поздними работами (начиная с 1945 г.) разделение ее на крупные разновозрастные группы было подтверждено многими геологами, хотя содержание выделяемых разновозрастных групп, как и площадное их распространение, трактовалось и трактуется до настоящего времени различно.

Так, М. А. Гилярова (1948а, 1948б, 1949, 1955, 1956) в результате личных исследований в Юго-Восточной Карелии вновь подтвердила отмеченные ранее А. А. Иностранцевым крупный «послегуронский» перерыв и несогласие и пришла к выводу о развитии в пределах этой территории двух разновозрастных толщ: докарельской (верхнеархейской) и карельской (нижнепротерозойской). В состав первой М. А. Гилярова включала часть образований, относимых В. М. Тимофеевым и Н. Г. Судовиковым к карельской формации (филлитовидные и зеленые сланцы, амфиболиты и кератофиры), бергаульскую свиту Л. Я. Харитонова, ладожскую формацию и вновь открытую в Карелии толщу железорудных пород (гимольскую серию). К более молодой, карельской формации М. А. Гилярова отнесла кварциты, карбонатные породы, сланцы и основные эффузивные и гипабиссальные интрузивные образования, подстилаемые базальными гранитными и полимиктовыми конгломератами и сланцами (кора выветривания). Докарельскую толщу она рассматривала как типично геосинклинальную, тогда как отложение более молодой, карельской, по ее мнению, происходило в условиях без геосинклинальной подготовки. По мнению того же исследователя, докарелий и карелий разделены эпохой диастрофизма и связанного с ним кислого магматизма. Вместе с тем М. А. Гилярова (1956) высказала предположение о наличии несогласия и на более высоком стратиграфическом уровне между карельской формацией и суйсарским вулканическим комплексом и о широком распространении последнего в пределах Карелии.

К аналогичным представлениям о развитии в Карелии двух разновозрастных групп пришел К. О. Кратц (1952, 1955), который на основании структурно-фациального (формационного) анализа считал, что более древняя из них (докарельская — по Гиляровой) сложена собственно геосинклинальными отложениями (формациями) карельской геосинклинали. Эти образования под названием нижнего карелия он отнес к нижнему протерозою. Одновременно более молодые отложения (карельские — по Гиляровой) под названием верхнего карелия он также включил в состав нижнего протерозоя, рассматривая их как ранние молассы карелид. Разнообразные базальные конгломераты К. О. Кратц подразделил на две разновозрастные группы, определяющие, по его мнению,

стратиграфические границы соответственно между археем и нижним карелием и между последним и верхним карелием. В противоположность представлению М. А. Гиляровой, К. О. Кратц, как и ранее Х. Вейринен (Väyrynen, 1938) и П. Эскола (Eskola, 1941, 1948), рассматривает базальные сланцы (кору выветривания), залегающие в основании ятулийских кварцитов, как более молодые (постсариолийские) по отношению к базальным конгломератам верхнего карелия (ятулия).

В 1955 г. в своей работе, посвященной стратиграфии и тектонике дочетвертичных образований Карело-Кольского региона, Л. Я. Харитонов, развивая ранее высказанные им взгляды на стратиграфию докембрия Карелии, подразделил рассматриваемые здесь образования на две разновозрастные серии: верхнеархейскую — нижнепротерозойскую и верхнепротерозойскую. К первой из них он отнес дютаулийские сланцевые толщи, а также толщи железорудных пород Карелии и Кольского полуострова. Последнюю, сопоставляя с аналогичными образованиями Сюдварангера (Полярная Норвегия), он условно рассматривал как верхнеархейскую, не исключая при этом для нее и более молодой нижнепротерозойский возраст. Считая иотнийские отложения докембрийскими, Л. Я. Харитонов ятулийские образования выделил в верхнепротерозойскую подгруппу.

Таким образом, геологическими исследованиями после 1945 г. снова утвердилось представление о необходимости расчленения карельских образований (карельской формации) Карелии на разновозрастные комплексы, как на это впервые указывал А. А. Иностранцев.

Среди большинства геологов вопрос о стратиграфическом положении нижнего комплекса решается в пользу его нижнепротерозойского возраста.

Предложенное Л. Я. Харитоновым уже ранее деление более молодых, ятулийских образований на сегозерскую и онежскую системы находит в последних работах автора несколько иное толкование (Л. Я. Харитонов, 1955, 1957), согласно которому существуют различные соотношения между этими системами в разных тектонических зонах, объясняемые им различным ходом развития последних. Так, в Западно-Карельской зоне отложения этих систем составляют единый непрерывный комплекс, отделенный от нижнепротерозойских (верхнеархейских) образований дютаулийской эпохи карельской складчатости и несогласием, тогда как в Восточно-Карельской зоне эти системы разделены между собою несогласием, связанным с карельской складчатостью, проявившейся в данной зоне в верхнем протерозое, в постсегозерское время. Соответственно этому Л. Я. Харитонов выделяет внутриверхнепротерозойскую (постсегозерскую) фазу карельской складчатости и связанный с ней кислый магматизм.

Другие исследователи не находят основания для такого расчленения ятулия и установления внутриятулийского (постсегозерского) периода складчатости (несогласие) и кислого магматизма, считая, что такое представление основывается на ошибочном отнесении к сегозерской системе частью более древних, дютаулийских толщ (районы сел Чебино и Тунгуды) отмеченного выше нижнего комплекса (Н. Väyrynen, 1938; P. Eskola, 1948; М. А. Гилярова, 1948а, 1949, 1955; К. О. Кратц, 1955, 1957, 1958; В. А. Перевозчикова, 1957 и др.).

Вместо этого ятулийские образования представляются как единый осадочный комплекс, разделенный лишь стратиграфическими перерывами, наиболее крупный из которых отмечается базальными сланцами

(корой выветриваний), отделяющими нижние, сариолийские по П. Эскола (P. Eskola, 1917, 1941, 1948), образования от вышележащих кварцито-карбонатно-сланцевых (собственно ятулийских — по Эскола) толщ.

Важным и сложным по-прежнему остается вопрос о стратиграфическом положении ладожской формации, поднятый финскими геологами. Наряду с представлением о доятулийском ее возрасте, которые снова высказываются, начиная с 1945 г. многими исследователями (верхнеархейский М. А. Гилярова, 1949; Н. Г. Судовиков, 1954 и др.; нижнекарельский — К. О. Кратц, 1955 и др.), Л. Л. Потрубович (1956 г.), а затем и Л. Я. Харитонов (1957) видят в нижней толще ладожской формации ятулийские образования, а верхнюю (собственно ладожскую) сланцевую серию считают постятулийской. В связи с этим Л. Я. Харитонов выделяет в северном Приладожье (в Восточно-Финляндской зоне) еще одну постятулийскую (верхнепротерозойскую — доиотнийскую) фазу карельской складчатости и связанного с ней кислого магматизма (гранитизации). За отсутствием пока достаточно убедительных данных для решения этого вопроса для ладожской серии в настоящем случае принимается доятулийский — нижнепротерозойский возраст.

В настоящее время не имеется вполне единого мнения и о возрасте иотнийских образований. Наряду с обычным представлением о принадлежности их к верхнему протерозою, высказываются мнения об их постпротерозойском — эокембрийском возрасте (А. А. Полканов, 1956; Л. Я. Харитонов, 1957). Помимо геологических данных, допускающих пока разные толкования, полученные за последние годы сведения об абсолютной геохронологии свидетельствуют в пользу очень древнего (более  $1600 \cdot 10^6$  лет) возраста иотнийских отложений Карелии.

В соответствии с приведенными выше особенностями стратиграфии Карельского протерозоя в последние годы для него была предложена новая стратиграфическая схема, в которой комплекс собственно ятулийских по М. А. Гиляровой или верхнекарельских по К. О. Кратцу образований, залегающих несогласно на доятулийских толщах нижнего протерозоя и перекрытых верхнепротерозойскими отложениями иотния, выделен в самостоятельную подгруппу среднего протерозоя (Кратц и Нумерова, 1957; Перевозчикова, 1957). Такое трехчленное деление протерозоя, принятое и в данном томе, в настоящее время находит общее признание среди исследователей Карелии (см. табл. 1).

В подгруппе нижнего протерозоя объединены мощные интенсивно складчатые и сравнительно глубоко метаморфизованные типичные геосинклинальные осадки; образование которых сопровождалось неоднократно проявлявшейся магматической деятельностью.

Среднепротерозойская подгруппа характеризуется иным типом образований, представляющих последующий переходный период осадкообразования — от геосинклинали к платформе. Характерным признаком среднего протерозоя являются пологоскладчатые структуры и относительно низкий метаморфизм.

Верхняя подгруппа (иотнийская серия) характеризует платформенный этап развития докембрия Карелии.

В предлагаемой стратиграфической схеме такие основные вопросы стратиграфии Карельского протерозоя, как возраст ладожской серии, расчленение ятулия (среднего протерозоя) и некоторые другие не нашли отражения представлений всех исследователей из-за их неоднозначного решения. Так, в противоположность взглядам Л. Н. Потрубович и Л. Я. Харитонова о постятулийском возрасте ладожской серии, которые



оспариваются многими исследователями, считающими ее более древней, эта серия с некоторой условностью отнесена к нижнему протерозою. Выделение в ятулии (в среднем протерозое) сегозерской и онежской систем в понимании Л. Я. Харитонова встречается, как указывалось выше, серьезные возражения со стороны многих геологов, считающих ятулийский комплекс единым, ненарушенным внутриятулийским периодом диастрофизма и соответствующим ему несогласием. Вместо этого ятулийский осадочный комплекс, характеризующий сегозерским типом разреза (с преобладающим развитием кварцито-песчаников), выделен в сегозерскую серию, а тот же ятулийский комплекс с онежским типом разреза (господствующее развитие карбонатно-сланцевых толщ) — в онежскую серию. Обе серии характеризуют различные условия осадконакопления этого времени в разных районах данной территории. Очевидно, что эти серии, охватывающие весь ятулийский осадочный комплекс того или иного района, нельзя смешивать с сегозерским и онежским отделами (системами, свитами) ятулия других исследователей (Тимофеев, Судовиков, Харитонов), которые к тому же и ими понимаются различно.

Выделенная Л. Я. Харитоновым (1955, 1957) в районе Тунгудского озера сегозерская свита, разрез которой отличается от разреза этой свиты района оз. Сег-Озеро, включена в состав тунгудско-надвоицкой серии (Перевозчикова, 1957), имеющей своих аналогов среди подятулийских толщ многих районов Карелии.

Однако не исключается возможность, что часть пород, рассматриваемых в представляемом томе в составе этой серии, могут быть более молодыми — среднепротерозойскими (например, кварцито-песчаники).

Для удобства изложения стратиграфии протерозоя предварительно дается краткое описание указанных возрастных подгрупп.

Нижняя часть разреза нижнего протерозоя, характеризующаяся развитием различных гнейсов, сланцев и амфиболитов, представлена гимольской, тикшеозерской, парандовской и условно сопоставляемой с последней сортавальской сериями. Все эти серии рассматриваются как разновозрастные, но характеризующиеся различными литолого-стратиграфическими разрезами, установленными в разных структурно-фациальных зонах.

Для гимольской, существенно терригенной серии характерным является наличие железистых кварцитов. Терригенная тикшеозерская серия сложена разнообразными гнейсами и отчасти сланцами, содержащими высокоглиноземистые минералы.

Парандовская и условно сопоставляемая с ней сортавальская серии являются существенно вулканогенными (спилито-кератофиры-сланцевыми). К парандовской серии приурочены месторождения серного колчедана.

Верхняя часть нижнего протерозоя в основном сложена основными эффузивными образованиями и подчиненными им различными осадочными породами. Эта часть разреза представлена тунгудско-надвоицкой серией, выделенной в Восточно-Карельской синклинойной зоне, и сопоставляемыми с ней толщами, установленными в пределах других структурных зон. К верхам нижнего протерозоя также относится ладожская терригенная серия, сложенная гнейсами и сланцами, соответствующими верхней толще ранее выделявшейся ладожской формации.

Условно к тунгудско-надвоицкой серии относится осадочно-вулканогенная толща Северо-Западной Карелии (район озер Пана-Ярви, Сова-ярви), характеризующаяся широким развитием основных и кислых

эффузивов. Часть пород этой толщи прорвана гранитами и в значительной степени метаморфизована.

Вероятно, из состава данной серии в этом районе в будущем будут выделены как более древние нижнепротерозойские, соответствующие по возрасту гимольской и парандовской сериям, так и более молодые, среднепротерозойские образования, которые сейчас показать на прилагаемой геологической карте не представляется возможным.

То же можно сказать в отношении некоторых пород, распространенных в различных районах и включенных сейчас в состав тунгудско-надвоицкой серии или сопоставляемых с ней. Многие из них могут оказаться более молодыми, среднепротерозойскими, как, например, некоторые кварцитовые толщи Центральной и Восточной Карелии.

Необходимо отметить, что породы, слагающие парандовскую, тикшеозерскую и частично тунгудско-надвоицкую серии, ранее рассматривались как интенсивно метаморфизованные сегозерские и онежские (карельские) образования, характеризующие глубинные зоны карелид.

В среднем протерозое выделяются образования, считающиеся типично ятулийскими. Средний протерозой представлен главным образом сегозерской и онежской сериями. Первая из них имеет существенно кварцитовый, и вторая — карбонатно-сланцевый состав.

Для более молодых серий среднего протерозоя (суйсарской и серии ветреного пояса) характерен резко выраженный вулканизм, обусловивший образование основных и ультраосновных эффузивов.

Третья подгруппа протерозоя, представленная образованиями иотинийской серии, включает кварциты и кварцито-песчаники, распространенные по западному побережью Онежского озера.

Вследствие значительной глубины эрозии протерозойские породы образуют довольно узкие полосы, преимущественно северо-западного простирания, приуроченные исключительно к наиболее глубоко погруженным синклинорным зонам, каждая из которых имеет свое специфическое строение, обусловленное различным характером развития ее. В разделяющих эти синклинорные зоны антиклинальных поднятиях (антиклинориях), лишенных протерозойского покрова, выходят более древние архейские гранитоиды и частью гнейсы и интрузивные образования протерозоя. В связи с отмеченным, характеристика протерозойских пород дается по отдельным синклинорным зонам — Западно-Карельской, Восточно-Финляндской, Восточно-Карельской и Северо-Карельской, определение которых дано в главе «Тектоника».

Ввиду новизны понятия о среднем протерозое, который только в последнее время был выделен из состава нижнего протерозоя, а также тесной территориальной связи нижне- и среднепротерозойских образований и условного отнесения отдельных толщ к нижнему или среднему протерозою, представляется целесообразным вести описание этих двух подгрупп совместно по вышеупомянутым зонам.

### **НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ**

#### **Западно-Карельская синклинорная зона**

Западно-Карельская синклинорная зона, охватывающая обширную территорию Южной, Центральной и частичной Северной Карелии, в виде широкой полосы северо-западного направления прослеживается от райсна озер Туломозеро — Онежское на юго-востоке до границы с Финляндией к западу от оз. Топ-Озеро.

На юго-востоке протерозойские образования рассматриваемой зоны покрыты отложениями верхнего протерозоя и палеозоя. Северо-западная граница ее является в известной степени условной. От Северо-Карельской синклинойной зоны она отделена Северо-Карельским антиклинальным поднятием, а от Восточно-Карельского синклинория — Центральной Карельской антиклинорной зоной. Вдоль восточных берегов озер Сег-Озеро и Елм-Озеро граница ее является тектонической, а к северу от оз. Руг-Озеро до оз. Среднее Куйто она отмечается серией интрузий нижнепротерозойских гранитоидов, расположенных вдоль юго-западной окраины Центрально-Карельской антиклинорной зоны.

Граница Западно-Карельской синклинойной зоны с Восточно-Финляндской антиклинорной зоной является пока условной. Возможно, что к области стыка этих структурных зон приурочена полоса развития многочисленных основных интрузий нижнего протерозоя, прослеживающаяся примерно от оз. Суо-Ярви на северо-запад к с. Лубосалма.

Протерозойские образования в пределах рассматриваемой зоны не имеют сплошного развития, а слагают разобщенные, местами значительные по площади участки, например, в районе Онежского озера. Обычно же они прослеживаются в прерывистых, преимущественно узких полосах (синклиналах) северо-западного простирания, представляющих собой реликты складчатых структур карелид. Разделяющие их антиклинальные поднятия различной ширины сложены архейскими или нижнепротерозойскими гранитоидами.

Протерозой данной зоны представлен образованиями нижней и средней подгрупп. Нижнепротерозойские супракрустальные толщи имеют преимущественное распространение в районе оз. Ведл-Озеро с. Хаутовара — оз. Кивач, к западу от озер Сег-Озеро, Гимольское, Кимас-Озеро и др. Среднепротерозойские породы, широко развитые в районе Онежского озера, слагают также отдельные площади и узкие полосы в районе озер Сег-Озеро, Руг-Озеро, Янг-Озеро, Селецкого, Масл-Озеро, Елм-Озеро, в районе оз. Суо-Ярви и в других местах.

Основные возрастные подразделения, предложенные еще А. А. Иностранцевым (1877), сводятся к следующему. Из состава архея он выделил группу филлитов, зеленых сланцев и амфиболитов, отнесенных им к гурону (протерозою), и отделенную от нее несогласием более молодую группу конгломератов, кварцитов, сланцев и доломитов, которым приписывал палеозойский возраст. Конгломераты и кварциты этой группы А. А. Иностранцев рассматривал как девонские, а известняки и доломиты — как каменноугольные отложения.

В. Рамсей (Ramsay, 1902) гуронские по А. А. Иностранцеву образования отнес к калевийскому, а девонские и каменноугольные отложения соответственно к ятулийскому и онежскому отделам протерозоя.

П. Эскола (Eskola, 1925) в результате своих исследований в Карелии не подтвердил установленного А. А. Иностранцевым и В. Рамсеем несогласия между сланцевой и кварцито-доломитовой толщами и объединил все калевийские, ятулийские и онежские образования (по Рамсею) в единую карельскую формацию нижнего протерозоя.

Карельские образования он подразделил на два комплекса — сариольский (полимиктовые конгломераты) и более молодой — ятулийский (кварциты с прослоями кварцевых конгломератов и диабазов).

В более поздних работах П. Эскола (1942, 1948) из состава карельской формации выделил часть зеленокаменных пород (подстилающих

сариолийские конгломераты и прорванных гранитами), которые он считал докарельскими или верхнеархейскими.

В. М. Тимофеев все рассматриваемые протерозойские образования относил к карельской формации, в составе которой выделил два отдела — сегозерский и онежский. По В. М. Тимофееву, породы, слагающие эти отделы, связаны между собой постепенными переходами. К самым молодым образованиям карельской формации он относил вулканогенные образования, выделенные им под наименованием «суйсарского вулканогенного комплекса».

Протерозойские породы, развитые в районе оз. Суо-Ярви, А. Метцгером (А. Metzger, 1924) рассматривались как ятулийские, подразделявшиеся на эо-, мезо- и неоятулий.

Исследования советских геологов в Южной и Центральной Карелии и, в частности, в районе оз. Сег-Озеро, с. Чебино (Харитонов, 1938, 1941), и в районе с. Койкары (Гилярова, 1948), привели к необходимости расчленения развитых здесь супракрустальных образований на две разновозрастные группы, разделенные перерывом и несогласием.

Филлиты, кварцитовые сланцы, метаморфизованные основные эффузивы, зеленые сланцы и амфиболиты южного, восточного и частью северного побережья оз. Сег-Озеро рядом исследователей относились к верхнему архею (архей — Елисеев, 1928, 1929; верхний архей — ботний Тимофеев, 1935а; Белицкий, 1936 г.; Гилярова, 1948, 1949; Перевозчикова, 1955 г.). Те же образования на юго-западном берегу оз. Сег-Озеро Л. Я. Харитоновым (1934, 1936) были выделены в отдельную бергаульскую свиту, предположительно сопоставляемую им с калевийской системой Рамсея (Харитонов, 1938, 1941), а М. Е. Зильбером (1954 г.) — в нижний отдел (докарелий — нижний карелий) нижнего протерозоя. Аналогичные образования, выделенные М. А. Гиляровой (1948) в районе с. Койкар, рассматривались ею как докарельские — верхнеархейские.

Подобные породы известны также в западной части рассматриваемой зоны, в полосе оз. Ведл-Озеро — с. Хаутавара — оз. Кивач, где В. М. Тимофеевым (1935а) они считались верхнеархейскими.

Позднее, после исследования всей полосы, в связи с поисковыми и разведочными работами на серный колчедан, были выявлены породы, аналогичные супракрустальным образованиям района Парандовского месторождения и других мест и, подобно им, были выделены в нижний протерозой (Кратц, 1957; Перевозчикова, 1957 и др.).

Более молодая кварцито-доломитовая толща всеми исследователями относилась к ятулию (карельской формации). Л. Я. Харитонов (1938, 1941, 1949) выделил в составе ятулия две системы — сегозерскую, к которой отнесены ятулийские образования оз. Сег-Озеро, и более молодую онежскую, включающую карбонатные породы, сланцы и частью конгломераты в зоне р. Кумса и северо-западного побережья Онежского озера. Эти две системы, по его мнению, разделены эпохой складчатости и гранитных интрузий.

Толщи к северо-западу от оз. Сег-Озеро относились всеми исследовавшими их геологами к нижнему протерозою, разделенному ими по наличию перерыва и несогласия на калевий и ятулий (Шмыгалева, 1939 г.; Кратц, Рийконен, Демидов, 1949 г.) или на нижний и верхний отделы нижнего протерозоя (Перевозчикова, 1947 г.; Кадырова и Миндина, 1953 г.; Лутковская, 1950 г.; Сотникова и Дюков, 1954 г.).

В. А. Перевозчикова (1947 г.) такого же типа образования нижнего и верхнего отделов нижнего протерозоя были установлены в северной части Центральной Карелии у озер Большозеро и Тикш-Озеро.

Такие же карельские образования отмечались и в других районах данной зоны (Центральная и Западная Карелия — Судовиков, 1939; Западная Карелия — Макеенко, 1948 г.; Янг-Озеро—Совдозеро — Барковский, 1946 г.; Шаганова, 1952 г.; Евж-Озеро—Руг-Озеро — Альбов, 1936 г.; Миндлина, 1948 г. и др.).

В последних сводных работах, касающихся протерозоя Карелии, К. О. Кратц (1955) разделяет рассматриваемые толщи на две группы: нижнего и верхнего карелия. Л. Я. Харитонов (1955, 1957), в отличие от своих прежних взглядов, выделяет их соответственно в нижний и верхний протерозой.

Отдельно следует остановиться на изучении железорудных толщ (гимольской серии). На территории Карельской АССР собственно железорудные толщи были установлены только после Великой Отечественной войны в результате аэромагнитной съемки и наземных геофизических работ ВСЕГЕИ и Западного геофизического треста (Сусленников, 1946 г., 1947 г.; Кацков и Коспарова, 1948 г.; Слуцкий и Артемович, 1947 г.; Кабанов и Шариков, 1947 г.; Аваков, 1947 г., 1948 г.; Поляков, 1948 г. и др.) и произведенных на установленных аномальных площадях геологосъемочных, поисковых и разведочных работ Северо-Западного геологического управления (Хазанович и Клокова, 1947 г.; Намоюшко, 1947 г.; Дюков, 1948 г.; Перевозчикова, 1948 г.; Виленский и Зуммер, 1951 г.; Носиков, 1951 г.; Шаганова, 1952 г.; Гурвич и Эвенчик, 1953 г., 1955 г.; Иванов, Бреслер, 1954 г. и др.).

Ранее об образованиях, относимых к железорудной толще, имелись лишь крайне отрывочные сведения в работах А. А. Иностранцева (1877) и Н. Г. Судовикова (1933), отметивших среди поля развития преобладающих древнейших гранитоидных пород архея западной Карелии отдельные участки слюдяных сланцев и гнейсов. Начатые с 1945 г. геологосъемочные, поисковые и разведочные работы, а также тематические исследования, впервые выявившие широкое развитие пород железорудной толщи в западных районах Карельской АССР, дали обширный фактический материал для суждения о вещественном составе пород гимольской серии, тектонике, внутренней стратиграфии и о положении ее в стратиграфической схеме докембрия северо-запада СССР.

Первые работы по изучению Гимольских магнитных аномалий привели исследователей к мнению о верхнеархейском возрасте гимольской метаморфической толщи, содержащей магнетитовые кварциты (Хазанович и Клокова, 1947 г.; Намоюшко, 1947 г., 1949 г.). Почти одновременно С. А. Дюков (1948 г.) в районе Костомукшского железорудного месторождения и В. А. Перевозчикова (1948 г.) в районе озер Большозеро и Хедозеро магнетитсодержащие метаморфические толщи, прорванные олигоклазовыми гранитами предположительно постсвионийского возраста, параллелизовали со сходной железорудной формацией Кольского полуострова, отнесенной А. А. Полкановым (1935, 1936, 1939) к нижнему архею. Однако с установлением базальных конгломератов, содержащих гальку древнейших олигоклазовых гранитов в основании железорудной толщи в районе оз. Гимольского, представление о нижнеархейском возрасте этой толщи Карелии в настоящее время всеми исследователями отвергается.

Среди исследователей, разделяющих мнение о верхнеархейском возрасте железорудных толщ (Гилярова, 1948; Макеенко, 1948 г.; Виленский, 1951 г.; Перевозчикова, 1954 г.; Харитонов, 1955 г.), имеются существенные разногласия в трактовке ее соотношений с другими толщами. Так, М. А. Гилярова (1948) объединяет их с колчеданосными в единую докарельскую сланцевую формацию верхнего архея. Л. Я. Харитонов (1955), условно считая железорудные толщи Карелии верхнеархейскими, рассматривает колчеданосные толщи как более молодые и относит их к нижнему протерозою. Другие геологи, не разделяя эти две группы толщ, выделяют их в нижний отдел нижнего протерозоя (Кратц, 1952 г., 1955; Шаганова, 1952 г.; Иванов, 1954 г.). Такое условное положение железорудных толщ заставило некоторых исследователей выделить их в группу верхний архей — нижний протерозой ближе не определенные (Гурвич, Эвенчик, 1955 г.; Перевозчикова, 1955 г.). Следует лишь отметить, что большая часть геологов, изучающих карельский докембрий, считает железорудные и колчеданосные толщи независимо от их возраста (верхний архей или нижний протерозой) разновозрастными, причем колчеданосные толщи, по мнению большинства исследователей, относятся к нижнему протерозою.

Согласно принятой стратиграфической схеме протерозоя Карелии (Нумерова и Кратц, 1957; Перевозчикова, 1957; Кратц, 1958) упомянутые выше супракрустальные образования Западной и Центральной Карелии относятся к нижнему и среднему протерозою.

Степень изученности выделяемых подгрупп неравноценна. Лучше изучен разрез среднего протерозоя, особенно онежской серии, развитой в южной части данной зоны.

Для удобства описания Западно-Карельская зона подразделена на три района: Северный, Юго-Западный и Юго-Восточный, в которых, в свою очередь, выделяются участки.

### *Северный район*

Территория Северного района охватывает часть Центральной и Западной Карелии, условно ограниченную с юга ломаной широтной линией озер Воинг-Озеро—Чинозеро—Совдозеро—Сег-Озеро и с востока и северо-востока границей озер Сег-Озеро—Руг-Озеро—Среднее Куйто; с запада она ограничена государственной границей с Финляндией.

Протерозойские метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования слагают здесь серию узких синклинальных структур общего северо-западного простирания, разделенных более широкими по площади антиклинальными поднятиями, в которых выступают, главным образом, древнейшие гнейсы и сланцы, архейские и протерозойские гранитоиды и их пегматиты.

В северо-восточной части рассматриваемого района проходит довольно выдержанная полоса развития протерозойских осадочно-вулканогенных толщ, протягивающаяся от оз. Сег-Озеро на северо-запад до оз. Среднее Куйто и далее к оз. Топ-Озеро. Западнее последнего встречаются лишь сохранившиеся от эрозии реликты протерозойских отложений.

Протерозойские супракрустальные образования имеют широкое развитие в районе озер Селецкого, Янг-Озера и Гимольского, гор Ключина-гора—Сойма-гора и в верховьях р. Волома. Отсюда они распро-

страняются на северо-запад, прослеживаясь отдельными полосами или широкими участками по линии озер Масл-Озеро—Колонгозеро, в районе озер Хедозеро—Большозеро—Челмозеро—Нюк и далее на северо-западе между озерами Кимас-Озеро, Верхнее Куйто и в районе Лубоярви—Контюкки-Костамукша. На значительной плохо обнаженной площади, в верховьях рек Волома и Чирка-Кемь и у озер Лекс-Озеро и Ровкульского среди господствующих гранитоидов и мигматитов отмечаются многочисленные небольшие участки нижнепротерозойских сланцев. К северу от оз. Нюк среди преобладающих гранитных пород устанавливается широкое развитие сильно измененных гнейсов и сланцев, относящихся частью к архею, частью к нижнему протерозою.

Эти основные зоны развития протерозоя находят свое продолжение южнее, за пределами рассматриваемой территории в синклиналиях структурах северо-западного Прионежья (Юго-Восточный район) на участках Чалка—Хаутавара—Ведл-Озеро, оз. Суо-Ярви и др. (Юго-Западный район).

### НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

В нижнем протерозое Центральной Карелии выделяется очень пестрый по составу комплекс метаморфических пород (нижнекарельский, по Кратцу, 1955). Широкое развитие здесь имеют разнообразные филлитовидные сланцы с подчиненными кварцитовыми, талько-хлоритовыми и другими разновидностями, карбонатными породами и конгломератами, а также метаморфизованные основные и кислые эффузивы и их туфы.

В состав нижнепротерозойских образований этого района включены также кристаллические сланцы, несущие залежи магнетитовых кварцитов и сланцев. Они известны в западной части Карелии, где образуют разрозненные участки в пределах широкой полосы северо-западного направления, прослеживающейся на протяжении примерно 400 км от оз. Верхнее Куйто (южная часть района Калевала) к югу до с. Пряжа (западнее г. Петрозаводска).

Наиболее полное и типичное развитие эти породы, содержащие крупные промышленные залежи магнетитовых сланцев и кварцитов, имеют в крайней северо-западной части упомянутой полосы (Костамукшский участок) и в средней ее части, западнее оз. Гимольского (Гимольский участок). Аналогичные образования с мелкими линзами рудных пород развиты в районе озер Большозеро и Хедозеро (Хедозерско-Большезерский участок), у оз. Совдозеро (Совдозерский участок) и в крайней юго-восточной части полосы (Маньгинский участок).

Кроме главных полей развития гимольской серии, в пределах рассматриваемой полосы встречаются многочисленные разобщенные участки, сложенные породами того же типа, в различной степени метаморфизованными и мигматизированными более молодыми гранитами, что несомненно указывает на некогда более обширное развитие данных отложений в Западной Карелии. На значительных площадях эти кристаллические сланцы настолько сильно изменены более поздними процессами мигматизации и гранитизации, что в настоящее время они трудно отличимы от других мигматитовых образований различного генезиса и возраста. Фактическое распространение пород гимольской серии в Карелии установлено еще далеко не полностью, что объясняется слабой геологи-

ческой изученностью крайне плохо обнаженных площадей развития этих образований.

Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные породы слагают преимущественно низменные участки рельефа, что в значительной мере затрудняет их изучение. Сохранившиеся в глубоко эродированных синклинальных структурах общего северо-западного простирания, они, как правило, смяты в крутые, сжатые складки и прорваны более молодыми основными и кислыми интрузивными породами.

Поскольку нижнепротерозойские образования в пределах рассматриваемого района слагают отдельные изолированные участки, а также учитывая изменчивый характер разреза и степень изученности, описание их дается по нижеследующим участкам: участок оз. Сег-Озеро, Гимольский участок, Костамукшский участок, Хедозерско-Большозерский участок, Совдозерский участок и Маньгинский участок.

#### Участок оз. Сег-Озеро

Широкое развитие нижнепротерозойские супракрустальные образования имеют в районе оз. Сег-Озеро, к северо-западу от него между озерами Селецкое и Елм-Озеро, а также далее к северо-западу в районе оз. Руг-Озеро и на площади между озерами Масл-Озеро и Колонгозеро.

На южном берегу оз. Сег-Озеро они выступают из-под среднепротерозойских отложений в крыльях антиклинальных складок и в виде изолированных останцов кровли среди прорывающих их более молодых протерозойских гранитов, которые развиты в крупных антиклинальных поднятиях южнее оз. Сег-Озеро.

Наибольшее разнообразие нижнепротерозойских образований встречается на юго-западном берегу оз. Сег-Озеро в окрестностях б. рудника Бергаул, где они подробно описаны Л. Я. Харитоновым (1954 г., 1936 г.), А. С. Белицким (1936 г.) и М. Е. Зильбером (1955 г.).

Здесь метаморфизованные осадочные и эффузивные породы, выделенные Л. Я. Харитоновым (1938) под названием бергаульской свиты, интродированы многочисленными неправильными телами и жилами среднезернистого и порфиroidного плагиомикроклинового гранита и гранодиорит-аплита и сложены в сжатые крутопадающие складки общего западно-северо-западного простирания, разорванные частыми продольными и поперечными разломами.

В составе характеризуемого комплекса преобладающее развитие имеют метаморфизованные основные эффузивы, представленные метадиабазами и метамандельштейнами, различными зелеными сланцами и амфиболитами, которым подчинены измененные осадочные породы: кварцитовые сланцы, кристаллические известняки и известковистые сланцы и частью биотитовые гнейсы.

Метаморфизованные основные эффузивы широко распространены на юге и юго-западе Бергаульского участка. В северо-западной его части в виде то мелких прослоев, то более мощных горизонтов они переслаиваются с подчиненными им кварцитовыми сланцами и биотитовыми гнейсами.

Менее измененные их разновидности представлены плотными темными зеленовато-серыми метадиабазами и диабазовыми метамандельштейнами с бластоофитовой или бластопорфиroidной структурами, в основном состоящими из актинолита, альбита, эпидота, кальцита и небольшого количества лейкоксена, кварца и хлорита. Постепенными перехо-



дами они связаны с окружающими их зелеными сланцами, образовавшимися в основном за счет метаморфизма первых.

Зеленые сланцы являются самым распространенным типом пород этой группы. Эти темно-зеленые сланцеватые породы характеризуются гранобластической, иногда порфиробластической структурами и пестрым минеральным составом из биотита, обыкновенной и актинолитовой роговой обманок, альбита, эпидота, кварца, хлорита, сфена и лейкоксена, апатита, турмалина и рудных минералов. Различные количественные соотношения породообразующих минералов создают целую серию тесно связанных между собой разновидностей, среди которых наиболее распространенными являются эпидото-биотито-альбито-амфиболовые, эпидото-актинолитовые, актинолито-хлоритовые, эпидото-альбито-хлоритовые, эпидото-хлоритовые и др.

В контакте с гранитными жилами в сланцах увеличивается содержание биотита, мусковита и кварца и появляются альбито-эпидото-биотитовые и эпидото-хлорито-биотитовые сланцы с мусковитом.

В центральной и южной частях Бергаульского участка развиты несколько отличные от упомянутых зеленокаменных пород амфиболовые сланцы и амфиболиты. Эти почти черные плотные, слабо сланцеватые породы с гранобластической структурой состоят из андезина, обыкновенной роговой обманки, эпидота, кварца, титаномагнетита и сфена. А. С. Белицкий (1936 г.) рассматривал их как наиболее сильно измененные основные эффузивы (амфиболитовая фация).

Среди измененных осадочных пород преимущественно развиты кварцитовые сланцы. Эти серые и светло-серые сланцеватые, мелкозернистые породы с лепидобластической и лепидогранобластической, редко порфиробластической структурами состоят из кварца, серицита, мусковита, полевого шпата, иногда хлорита и турмалина. Местами в большом количестве присутствует графит. В отдельных зонах разлома и рассланцевания появляются рудные минералы (пирротин, пирит, халькопирит, молибденит и др.).

По минеральному составу различаются кварцево-серицитовые, кварцево-полевошпато-серицитовые и мусковитовые сланцы, местами с графитом и графито-турмалиново-хлоритовые сланцы. Среди последних встречаются маломощные зоны, обогащенные сульфидными рудными минералами (пирит, пирротин, халькопирит, молибденит и др.), нередко превращенные в темно-бурые, красно-бурые и желтовато-бурые обохренные породы.

Рудоносные сланцы Л. Я. Харитонов (1934 г., 1936 г.) рассматривал как интенсивно рассланцованные и измененные аплиты.

Среди кварцитовых сланцев, западнее бывш. руд. «Бергаул» встречены редкие мелкие линзы светлого мелкозернистого слоистого кварцита с реликтовой бластопсаммитовой структурой (Рийконен, 1958 г.). Более или менее отчетливая бластопсаммитовая структура отмечена Л. Я. Харитоновым (1936 г.) также в кварцитовых сланцах, к западу от рудника на правом берегу руч. Кюльмяс.

В небольшом количестве в составе этой толщи присутствуют кристаллические известняки и карбонатные сланцы, залегающие в виде маломощных линз среди слюдястых сланцев или на контакте последних с измененными основными эффузивами. Карбонатные породы в большинстве случаев в различной степени скарнированы.

Наиболее чистые известняки состоят из кальцита и небольшого количества актинолита и рудного минерала, иногда хлорита. Местами

в них увеличивается содержание роговой обманки и появляются эпидот, сфен, редко плагиоклаз.

Сланцевые разности их обычно сильно скарнированы. Они характеризуются, наряду с большим содержанием карбоната, присутствием эпидота, актинолит-тремолитовой роговой обманки, граната, пироксена (диопсида), в небольшом количестве плагиоклаза, кварца, апатита, сфена и рудных минералов. По различию в минеральном составе среди них выделяются роговообманково-карбонатные, эпидото-роговообманково-карбонатные, эпидото-гранато-карбонатные, гранато-пироксено-карбонатные, пироксено-карбонатные, гранато-карбонатные сланцы. Упомянутые разновидности нередко тонко переслаиваются между собой, обнаруживая тонкослоистую первичную текстуру этих пород.

Серые мелкозернистые биотитовые гнейсы, частью сланцеватые, частью массивного облика, состоят из биотита, плагиоклаза и кварца с переменным содержанием эпидота, серицита, сфена и рудного минерала. Структура их большей частью гранобластическая, нередко катакластическая. Некоторые плотные массивные разновидности, состоящие почти исключительно из плагиоклаза, характеризующиеся порфировой и порфиroidной структурами, напоминают измененные магматические образования. Таким образом, из гнейсовых пород, по-видимому, некоторые, особенно разновидности, тесно связанные с кварцитовыми сланцами, являются метаморфизованными осадочными породами, другие же представляют собой измененные эффузивные и гипабиссальные плагиопорфиры. Биотитовые гнейсы частично переслаиваются с кварцитовыми сланцами, местами же подстилают их. Они прорываются жилами плагиомикроклиновых гранитов и плагиоклазовых аплит-гранитов.

Сложная пликативная и сбросовая тектоника нижекарельского комплекса на участке б. рудника Бергаул так же, как и многочисленные гранитные тела, расчленяющие его, затрудняют установление здесь достоверного стратиграфического разреза. А. С. Белицкий (1936 г.) и другие исследователи, исходя из предположительного антиклинального строения этого участка, относили кварцитовые сланцы и карбонатные породы к низам нижекарельского комплекса.

Таким образом, на Бергаульском участке в нижнепротерозойском комплексе различаются две тесно связанные между собой толщи: нижняя, эффузивно-осадочная, и верхняя эффузивно-диабазовая.

Мощность нижекарельского комплекса Бергаульского участка остается неизвестной. Учитывая данные разведочных работ (Белицкий, 1936 г.), суммарная мощность кварцитовых сланцев и связанных с ними карбонатных пород определяется примерно в 200—300 м. Вместе с метаморфизованными эффузивными образованиями, резко преобладающими над осадочными породами, общая мощность этой толщи будет в несколько раз больше.

К этому же возрасту относятся метаморфизованные основные и ультраосновные породы, которые в виде изолированных участков, распространенных среди преобладающих гранитных полей, встречаются к востоку от Бергаульского участка на южном берегу оз. Сег-Озеро, в районе дер. Карельская Масельга и заливов Листьегуба и Петельгуба оз. Сег-Озеро и южнее последнего, к северо-востоку от оз. Остер. Помимо метадиабазов, метапорфиритов, метагаббро-диабазов и амфиболитов, аналогичных породам Бергаульского участка, здесь встре-

чаются метапикриты, метапикрит-порфиры и образовавшиеся за счет них талько-хлоритовые сланцы (Елисеев, 1929; Желубовский, 1934 г.; Тимофеев, 1935; (В) Крист, 1935 г.; Зильбер, 1954 г.).

На юго-восточном берегу оз. Сег-Озеро в поле гнейсо-гранитов встречаются многочисленные участки, сложенные альбито-эпидото-биотитовыми сланцами, и альбито-роговообманковыми породами, образовавшимися за счет изменения метадиабазов, метапорфиритов и метаббро-диабазов (Елисеев, 1929). Под влиянием более молодых гранитов основные породы частью превращены в амфиболиты (Зильбер, 1956 г.).

Широкое развитие нижнепротерозойские метаморфизованные осадочные и эффузивные породы имеют на северо-западном и западном берегах оз. Сег-Озеро и северо-западнее его в полосе от оз. Селецкого до оз. Елм-Озеро. Здесь они выступают в обширных антиклинальных поднятиях между среднепротерозойскими синклинальными структурами озер Сег-Озеро, Елм-Озеро, Масл-Озеро и Селецкого и в областях осевых кульминаций последнего. Они интенсивно складчаты и расланцованы в северо-западном направлении с крутыми углами падения (от 50—60° до вертикального).

В составе нижнекарельского комплекса исключительное развитие имеют филлитовидные сланцы с подчиненными им кварцитовыми сланцами, зеленокаменные эффузивы, зеленые сланцы и связанные с ними амфиболиты и лишь изредка встречаются кварцевые порфиры.

Указанные породы неравномерно распределены на рассматриваемой территории. Филлитовидные сланцы занимают большие площади по западному берегу оз. Сег-Озеро и по р. Лужма. К северу они сменяются основными эффузивами и зелеными сланцами, имеющими сплошное развитие между озерами Масл-Озеро и Елм-Озеро, частью восточнее последнего. Далее на северо-запад площадь развития филлитовидных сланцев сокращается, и метадиабазы и зеленые сланцы в виде относительно узких полос выступают из-под кварцевой толщи среднего протерозоя в крыльях основных синклинальных структур.

Аркозы и кварцитовые сланцы встречаются в виде редких мало-мощных прослоев среди преобладающих филлитовидных сланцев. Часть из них, как, например, южнее с. Шалговара и оз. Евж-Озеро, на р. Лужма и др., рассматривается как наиболее низкие, возможно, базальные горизонты сланцевой толщи (Шмыгалев, 1940 г., Перевозчикова, 1947 г.). Они представляют собой то светлые, то более темные серые, мелкозернистые, плотные породы, частью массивного, частью сланцеватого сложения. Эти породы состоят из альбита, кварца, серицита и подчиненного количества хлорита и кальцита. В ряде случаев в них наблюдаются небольшие порфиробласты альбита и кварца, выделяющиеся среди мелкозернистой сланцеватой основной массы породы. Н. А. Елисеев (1929) считал их более крупными первично обломочными зернами. Частью же этим более крупным выделениям альбита и кварца приписывалось метасоматическое происхождение (гранитизированные аркозы оз. Евж-Озеро по Судовикову, 1939 г. и др.). С другой стороны, некоторые из этих порфиробластических сланцев несомненно сходны со встречающимися среди филлитовидных сланцев метаморфизованными осланцованными кварцевыми порфирами. Вероятно, что среди рассматриваемых кварцитовых сланцев имеются разнородные образования.

На р. Лужме В. И. Шмыгалёв (1940 г.) среди зеленых сланцев отмечал ксенолиты слоистых аркозов, текстура которых обусловлена переслаиванием мелкозернистых и грубозернистых разновидностей и мелкообломочные конгломераты с галькой полевого шпата и кварца.

Возможно, к базальным образованиям этой толщи относятся микролитовые «гранитные» конгломераты у с. Гонги-Наволоки (Кратц, 1949 г., 1952 г.), сильно осланцованные и состоящие из гальки плагиоклазового гранита, частью пегматита, включенных в сланцеватый аркозовый или кварцево-слюдистый цемент.

Филлитовидные сланцы представляют серые и темно-серые (частью с зеленоватым оттенком) тонко рассланцованные, мелко- и тонкозернистые породы кварцево-биотитового, биотито-кварцевого, кварцево-хлорито-биотитового, кварцево-хлорито-серицитового состава, иногда содержащие гранат. Кроме главных породообразующих минералов, определяющих названия указанных разновидностей пород, в их составе встречаются полевые шпаты, эпидот, цоизит, апатит, иногда роговая обманка и рассеянные рудные минералы. Наряду с обычными лепидобластической и, частью, нематобластической структурами отмечается заметное развитие реликтовых бластопсаммитовой и бластопелитовой структур (Сотникова, Дюков, 1954 г.). Все эти разновидности тесно связаны друг с другом, тонко перемежаются между собой. Они, как правило, интенсивно складчаты и гофрированы. В менее рассланцованных разновидностях обычно обнаруживается отчетливая тонкослоистая текстура. В контакте же с интрузией более молодых гранитов филлитовидные сланцы превращены в мелкозернистые мусковито-биотитовые гнейсы, местами содержащие гранат (Кадырова и Миндлина, 1953 г.).

Среди группы метаморфизованных основных вулканических пород встречается большое разнообразие как первичных, так и метаморфических их разновидностей. Менее измененные породы представлены метадиабазами, диабазовыми метапорфиритами и метамандельштейнами, частью пенистыми лавами, агломератами и туфами (тунгудско-надвоицкая серия). Эти темно-серые и серо-зеленые породы, то массивные, то сланцеватые, состоят из уралитовой (актинолитовой) роговой обманки, альбита, эпидота, в меньшем количестве кварца, хлорита, биотита и рудных минералов. Для всех пород этой группы характерны реликтовые первично магматические структуры — бластоофитовая, бластопорфировая и реликтово-микролитовая среди преобладающей метаморфической массы. В метаморфизованных туфах различаются остатки первично обломочных структур. Диабазовые мандельштейны характеризуются сохранившейся миндалекаменной текстурой с миндалинами, заполненными кварцем, эпидотом, кальцитом и рудными минералами.

С метаморфизованными основными эффузивами постепенными взаимными переходами связаны зеленые сланцы, составляющие огромную массу зеленокаменных пород рассматриваемой толщи. Среди них наиболее характерными являются темно-зеленоватые, мелкозернистые альбито-актинолитовые, альбито-биотито-актинолитовые, альбито-эпидото-актинолитовые разновидности, иногда трудно отличимые от вышеописанных филлитовидных сланцев, с которыми они нередко связаны постепенными изменениями минерального состава. Последние выражаются в появлении промежуточных разновидностей, обогащенных биотитом, хлоритом и частью кальцитом. Вместе с тем, редкие реликты первично магматических структур среди обычных для этих пород лепидо-

добрастической и нематобластической структур, как и тесная пространственная приуроченность их к полям развития основных излившихся пород, указывают на несомненную связь, по крайней мере, части их с последними. Вероятно, большая часть зеленых сланцев произошла за счет метаморфизма основных туфогенных пород, частью лав.

Местами зеленокаменные породы изменены в амфиболиты, частью же последние содержат ксенолиты зеленых сланцев. Амфиболиты, генетически связанные с зелеными сланцами представляют мелко- или среднезернистые темно-зеленовато-серого или черного цвета породы, состоящие из обыкновенной зеленой роговой обманки частично актинолита, вместе с которыми встречается непостоянное количество альбита, эпидота, сфена, кварца и рудных минералов. Второй тип ортоамфиболитов представляет собой средне- и крупнозернистую массивную черную породу, иногда полосатую с преобладающим содержанием среднего плагиоклаза и обыкновенной роговой обманки. Эти ортоамфиболиты, вероятно, являются глубоко измененными интрузивными основными породами типа габбро или габбро-диабазов.

Кварцевые порфиры имеют здесь ограниченное распространение и известны в виде жил мощностью до 10—15 м, залегающих среди филлитовидных и зеленых сланцев (о-в Сандал и др.). Они представляют собой серые мелкозернистые породы массивного, чаще сланцеватого строения, с порфировой и бластопорфировой структурами, обусловленными присутствием крупных вкрапленников альбита и кварца в тонко раскристаллизованной, частью осланцованной основной массе, состоящей из кварца, альбита и серицита. Возможно, к более измененным разновидностям кварцевых порфиров относится часть вышеописанных кварцитов сланцев с порфиробластами альбита и кварца. М. Д. Кадырова и А. А. Миндлина (1953 г.) отмечали среди поля развития филлитовидных сланцев единичные выходы плагиопорфиров.

Зеленокаменные породы частью являются с филлитовидными и кварцитовыми сланцами, о чем свидетельствует наблюдающееся местами переслаивание последних с покровами метапорфиров, туфами и зелеными сланцами (Елисеев, 1929; Гилярова, 1948а), или образуют среди филлитовидных и кварцитовых сланцев пластовые интрузии (Шмыгалев, 1940) и содержат ксенолиты парасланцев. Большой же частью они являются более поздними эффузивными образованиями. Местами появляется эруптивная брекчия с обломками филлитовидных и других сланцев в зеленокаменном цементе. По этой причине филлитовидные и кварцитовые сланцы считаются более древними членами разреза ниже-протерозойского комплекса данной территории, выше которых залегают главная масса метаморфизованных зеленокаменных пород.

Сложная тектоническая структура этой толщи при плохой обнаженности площади ее развития не позволяет установить ее мощность. Условно она определяется в несколько тысяч метров (Гилярова, 1948а).

На север от оз. Сег-Озеро между озерами Масл-Озеро и Елм-Озеро филлитовидные и кварцитовые сланцы сменяются распространенными здесь зеленокаменными породами, в плане трансгрессивно перекрывающими толщу филлитовидных сланцев и более древние, архейские гранитоиды.

Во многих местах к западу от оз. Елм-Озеро зеленокаменная толща нижнего протерозоя и на р. Лужма толща филлитовидных сланцев со значительным перерывом и резким угловым несогласием

перекрыты конгломерато-кварцитовый толщей сегозерской серии среднего протерозоя.

Описанный выше осадочно-вулканогенный комплекс нижнего протерозоя окрестностей оз. Сег-Озеро имеет несомненное сходство с нижекарельским комплексом Восточной Карелии района ст. Надвоицы — с. Парандово — с. Тунгуда (см. гл. IV разд. II).

Литолого-стратиграфические особенности описанных толщ, их соотношение между собой и с другими осадочными и магматическими комплексами дали основание В. А. Перевозчиковой (1957) сопоставить нижнюю, существенно сланцевую толщу Сегозерского участка с парандовской серией, а верхнюю, вулканогенную толщу — с тунгудско-надвоицкой серией нижнего протерозоя Восточной Карелии.

Нижнепротерозойские осадочные и эффузивные породы рассматриваемой территории прорываются разнообразными интрузивными породами. Наиболее ранними, помимо метагаббро-диабазов, связанных с комплексом основных эффузивов, являются метапироксениты и габбро-амфиболиты, встреченные к востоку от оз. Сяргозеро, на западном берегу оз. Сег-Озеро и западнее на восточном берегу оз. Панозеро (Елисеев, 1929; Кадырова и Миндлина, 1953 г.). Для них характерно наличие реликтов авгитового пироксена и основного плагиоклаза, а также первично магматических структур. Метапироксенитовые породы, по данным В. И. Шмыгалева (1940 г.), на восточном берегу оз. Панозеро прорывают филлитовидные сланцы. В контакт этих основных и ультраосновных пород с более молодыми плагиомикроклиновыми гранитами появляются амфиболиты и гибридные породы граносиенитового состава.

Более поздние гранитоиды представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиомикроклиновыми гранитами и отчасти упомянутыми граносиенитами. Помимо интенсивного метаморфизирующего влияния на более древние осадочные и магматические породы, они нередко образуют с ним и эруптивную брекчию и частью мигматиты. С более кислыми гранитами связаны пегматитовые жилы, имеющие, однако, ограниченное распространение в пределах осадочно-эффузивной толщи.

#### Гимольский участок

Этот участок расположен непосредственно к востоку от озер Гимольского и Сукк-Озеро. Детальное изучение его производилось К. К. Хазановичем и А. В. Клоковой (1947 г.) и В. Н. Намоюшко (1947 г.) и позднее А. И. Ивановым (1954 г.) и В. М. Черновым (1954 г., 1958 г.).

В нижнем протерозое Гимольского участка различаются разнообразные по составу сланцы и вулканогенные породы, несущие залежи магнетитовых кварцитов и сланцев, выделяемые под названием гимольской серии, и несогласно перекрывающие их толщи зеленокаменных эффузивов.

**Гимольская серия.** Структура Гимольского участка представляется в виде серии сложных, глубоко эродированных сжатых, изоклинальных складок общего северо-северо-западного простирания, сложенных породами гимольской серии. Падение пород очень крутое, до вертикального с крутым наклоном осевых плоскостей на запад и юго-запад. Гимольская серия прорвана мощными интрузиями более молодых гра-

нитоидов и разбита крупными продольными и поперечными разломами, заполненными дайками габбро-диабазов.

Более древние, чем рассматриваемая серия, породы достоверно выделяются с большим трудом среди преобладающих более молодых гранитов и их мигматитов. Однако существование этих пород доказывается наличием гальки плагиоклазовых гнейсо-гранитов и плагиопегматитов в базальных конгломератах гимольской серии, которые отделяют последнюю от более древнего гранитного основания.

С востока гимольская серия граничит с полем перекрывающих ее более молодых нижнепротерозойских диабазовых пород, широко развитых в районе оз. Музозеро и к северу от него.

Гимольская серия характеризуется большой пестротой слагающих ее метаморфизованных осадочных, пирокластических и эффузивных пород, представленных конгломератами, разнообразными слюдяноплагиоклазовыми, амфиболовыми и биотито-амфиболовыми сланцами и кварцитами, содержащими магнетит, кварцевыми порфирами и порфироидами, метамандельштейнами и др.

Конгломераты, большей частью сильно осланцованные, состоят из крупных галек олигоклазового гнейсо-гранита и гнейсо-гранодиорита, реже кварцевого диорита, аплита и кварца, включенных в биотитосланцевый или осланцованный аркозовый цемент. Переслаиваясь с метаморфизованными туфо-брекчиями и эффузивными пластами метамандельштейнов, конгломераты в переходных разностях содержат также неправильные обломки вулканических пород, а в цементе их присутствует туфогенный материал (туфо-конгломераты по В. М. Чернову).

Большое развитие имеют слюдяные сланцы, мелкозернистые и тонко сланцеватые с изменчивой окраской от светло-серой до темной (почти черной). Породообразующими минералами их являются кварц, биотит, мусковит, серицит, полевые шпаты, эпидот, хлорит, иногда гранат, графит и рудные минералы. Изменчивый минеральный состав обуславливает пеструю серию перемежающихся между собой разновидностей сланцев: мусковитовых, биотитовых, двуслюдяных, хлоритобиотитовых, эпидото-биотитовых, гранато-слюдяных, графитисто-слюдяных филлитовидных и др. Всеми исследователями эти породы рассматриваются как метаморфизованные первично осадочные и туфогенные отложения.

Плотные массивные серые, светло-серые и белые разновидности приобретают облик полосчатых (слоистых) слюдяных кварцитов и слюдяных гнейсов. Этим слюдяным кварцево-полевошпатовым породам (лептитам) также приписывается частью первично осадочное, частью эффузивное (кислые эффузивы) происхождение. Сходные с ними светло-серые мелкозернистые осланцованные серицито-кварцево-плагиоклазовые породы с вкрапленниками голубоватого кварца отнесены к кварцевым порфирам.

Своеобразные пятнистые биотитовые сланцы, получившие название «порфироидов», содержат округлые в несколько миллиметров в диаметре зеленоватые порфиробласты, в которых мусковит, частью кварц почти полностью заместили зерна кордиерита. «Порфиroidы» считались всеми исследователями измененными кислыми эффузивами, но, вероятно, часть их представляют собой кордиерито-биотитовые парасланцы.

Характернейшей чертой гимольской серии является наличие амфиболовых и биотито-амфиболовых сланцев и кварцитов в отдельных прослоях, обогащенных магнетитом до промышленных рудных кварцитов и сланцев. Они отличаются своей полосатой (слоистой) текстурой, выраженной в переслаивании тонких пропластков темной амфиболовой, биотито-амфиболовой или рудной породы с тонкими же пропластками серого кварца. Породообразующими минералами являются грит-неритовая и обыкновенная роговые обманки, биотит, кварц, магнетит, редко гранат, пирит и пирротин. Основные разновидности, взаимно переслаивающиеся и взаимно переходящие друг в друга представлены амфиболовыми, биотито-амфиболовыми, магнетито-амфиболовыми, магнетито-биотито-амфиболовыми сланцами и кварцитами. Характерна почти повсеместно наблюдающаяся в них плейчатость и микроскладчатость.

Гимольская серия характеризуется пестротой литологического состава и частой сменой одних пород другими по простирацию и падению. В ее составе В. М. Чернов (1958 г.) различает три последовательные толщи.

Нижняя толща (суккозерская свита) очень изменчивая по выдержанности отдельных горизонтов и по мощности залегает в основании серии к югу и юго-западу от оз. Сукк-Озеро. В целом она представлена гранитными конгломератами, в нижней части переслаивающимися с безгалечными сланцевыми прослоями, а в верхней части перемежающимися с прослоями туфо-брекчий и пластами эффузивных пород с переходными разновидностями типа туфо-конгломератов. Местами собственно конгломераты отсутствуют, и базальные слои представлены метаморфизованной туфо-брекчией и связанными с ней туфо-сланцами. Мощность нижней толщи колеблется от 20 м в западной части участка до 250—300 м в районе оз. Сукк-Озеро (Межозерское месторождение).

В районе оз. Окуневого наблюдается следующая стратиграфическая последовательность (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Конгломераты в основании состоят из различной величины галек плагиогранита, плагиогнейсо-гранита и плагиопегматита, заключенных в сланцеватый аркозовый, частью туфогенный цемент	25
2. Переслаивающиеся гранитные конгломераты, туфо-конгломераты и метадиабазы в виде прослоев мощностью 0,3—1,5 м	25
3. Однородные гранитные конгломераты с полимиктовым осланцеванным цементом	47
4. Туфо-конгломераты с галькой гранита, пегматита, обломками альбитофира и амфиболового сланца, сцементированными туфогенным кварцево-биотитовым сланцем	125

Западнее оз. Музозеро в восточной части участка в основании толщи наблюдается слой гранитных конгломератов мощностью 2,5—3 м, выше сменяющихся серыми, мелкозернистыми кварцево-полевошпато-биотитовыми туфо-сланцами мощностью 3—5 м. Выше залегают туфо-брекчии, состоящие из темных обломков туфо-сланца и альбитофира в сером, количественно подчиненном цементе из туфо-сланца мощностью 105 м.

Средняя толща (межозерская свита) согласно перекрывает породы нижней толщи. Она сложена в нижней своей части биотитовыми, амфиболо-биотитовыми, серицитовыми, биотито-мусковитовыми,



гранато-биотитовыми, и амфиболо-магнетитовыми сланцами, полосчатыми магнетитовыми и амфиболовыми кварцитами. Местами в основной толще в тесной связи с биотитовыми сланцами присутствуют мандельштейны. Этот нижний сланцевый горизонт не выдержан по простиранию. В некоторых случаях сохраняются лишь наиболее устойчивые безрудные биотитовые сланцы. Преобладающими в составе его являются тонкослоистые (толщина прослоек в 0,2—2 см, редко больше) от светло-серого до темно-серого цвета мелкозернистые полевошпатовые кварцево-биотитовые, кварцево-мусковитовые и двуслюдяные сланцы, среди которых встречаются отдельные маломощные прослои светлой серицитовой кварцитовидной породы, роговообманковых и гранатороговообманковых сланцев и серых кварцитовидных плагиопорфиров мощностью 0,75—4 м. Наблюдаются также редкие прослои темно-серых и черных мелкозернистых графитистых биотитовых сланцев, обогащенных сульфидами, мощностью 8—9 м.

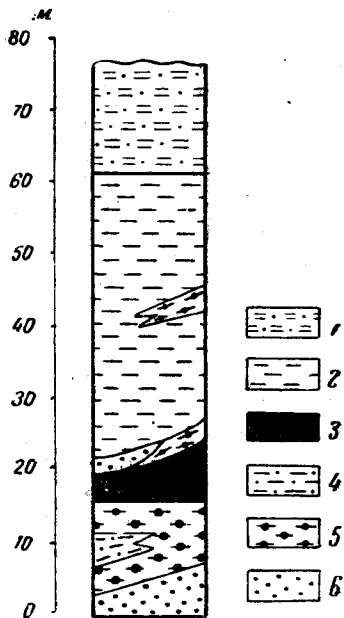


Рис. 12. Сводный литологостратиграфический разрез верхней толщи гимольской серии Гимольского месторождения (по В. М. Чернову, 1958)

1 — коизито-биотито-кварцевые и кварцево-биотитовые графитистые сланцы; 2 — кварцево-биотитовые, гранато-биотитовые и хлорито-биотитовые сланцы; 3 — магнетитовые кварциты и сланцы; 4 — рассланцованные плагиопорфиры; 5 — амфиболовые и гранато-амфиболовые сланцы, частью кварциты; 6 — кордиеритовые сланцы

В центральной части участка (Межозерское месторождение) в основании нижнего горизонта залегают полосчатые амфиболо-магнетитовые кварциты и сланцы мощностью 7—8 м. Такое своеобразное строение этого горизонта вместе с химическим составом сланцев, соответствующим средним и кислым эффузивам, и наличие в его составе плагиопорфиров дало основание В. М. Чернову рассматривать эти породы главным образом как метаморфизованные слоистые туфы (туфо-сланцы). Интересно, что в восточной части участка (оз. Музозеро), в верхней части разреза нижнего горизонта с этими туфо-сланцами переслаиваются туфо-брекчии в виде прослоев мощностью 4—15 м.

Мощность нижнего сланцевого горизонта не постоянна и варьирует от 70 до 150 м. Вверх по разрезу этот горизонт сменяется однородными светло-серыми, частью серыми массивными и сланцеватыми слюдястыми кварцево-полевошпатовыми породами (лептитам), напоминающими слюдястые аркозы и гнейсы. В нижней и верхней частях горизонта они обогащаются биотитом и становятся темно-серыми. Местами эти породы сохраняют порфировую структуру и напоминают измененные плагиопорфиры. По химическому составу они близки к дацитам, а также к более натровым лептитам Финляндии и Швеции. Мощность их точно не установлена, но она не менее 150 м.

В западной части участка, у Гимольского озера эти лептитовидные породы переслаиваются с вышеописанными туфо-сланцами. Верхняя толща (кадиозерская свита) согласно залегает на лептитовых породах средней толщи. В ее составе участвуют биотито-

вые, гранато-биотитовые, биотито-хлоритовые, амфиболовые (с обыкновенной роговой обманкой и куммингтонитом) сланцы, магнетитовые кварциты и сланцы, связанные с ними полосчатые амфиболовые кварциты и пироксеновые сланцы, а также графито-биотито-эпидото-кварцевые породы. Местами среди сланцев встречаются мощные эффузивные (частью, интрузивные) тела среднего состава, переходящие в лептитовидные породы. Перечисленные типы пород тесно переслаиваются между собой. Верхняя граница толщи не установлена. В изученной части мощность ее не менее 230 м (рис. 12).

Для характеристики состава литологически пестрой рудной пачки ниже приводится описание части разреза верхней толщи, составленное К. О. Кратцем и В. М. Черновым по керну скважины № 3 западного рудного поля — Гимолы (снизу вверх).

	Мощность в м
1. Тонкополосчатые (слоистые) биотито-амфиболовые сланцы и кварциты	1,5
2. Темно-серые пятнистые филлитовидные слюдяные сланцы	3
3. Зеленовато-черные амфиболовые сланцы	2,5
4. Тонкослонистые слюдяные сланцы, вверх переходящие в филлитовидные сланцы с тончайшими прожилками пирротина	5
5. Тонкослонистые слюдяные сланцы, переслаивающиеся с амфиболовыми кварцитами	1
6. Полосчатые гранато-амфиболовые сланцы, в верхней части обогащенные магнетитом	5
7. Полосчатые амфиболо-магнетитовые кварциты	1
8. Темно-серые пятнистые филлитовидные кордиерито-биотитовые сланцы	3
9. Полосчатые безрудные амфиболовые кварциты	1,5
10. Полосчатые амфиболо-магнетитовые кварциты, содержание магнетита в которых постепенно уменьшается вверх по разрезу	7
11. Полосчатые амфиболовые кварциты с многочисленными тонкими (до 15 см) пропластками гранато-амфиболового сланца	8
12. Темно-серые пятнистые филлитовидные кордиерито-биотитовые сланцы	7,5
13. Тонкополосчатые амфиболо-биотитовые сланцы с тонкими пропластками, обогащенными гранатом	7
14. Пятнистые филлитовидные кордиерито-биотитовые сланцы, переслаивающиеся с тонкослонистыми амфиболо-биотитовыми разновидностями	13,5

В центральной части участка (Межозерское месторождение) с пестрыми сланцами и амфиболовыми и магнетитовыми кварцитами верхней толщи переслаиваются андезитовые метапорфириты и туфосланцы. Рудные же пачки имеют здесь значительно большую мощность, в связи с чем главные рудные залежи сосредоточены на Межозерском месторождении.

Указанные мощности толщи, суммарно выражающиеся примерно в 700 м, определены пока для лучше изученной части гимольской серии описываемого участка и их следует рассматривать как минимальные. Верхний предел верхней толщи (кадиозерской свиты) достоверно еще не установлен. Возможно также, что часть кварцевых порфиров, отнесенных здесь к лептитам, приуроченных к верхам средней толщи, фактически окажутся залегающими на верхней толще или относящимися к последней.

Гимольская серия прорывается интрузиями огнейсованных диоритов, гранодиоритов и, частью микроклиновых гранитов. Внутри ее встречаются многочисленные согласные жилы гранита, пегматита и кварца. С этими жильными образованиями связано появление пирито-

пирротинового оруденения в рудной толще и молибденовое рудопроявление.

Более поздними являются трещинные интрузии метагаббро-диабазов, рассекающие сланцевую толщу.

На территории вокруг Гимольского участка широко развиты мигматиты микроклиновых гранитов, вероятно, отчасти образовавшихся за счет пород гимольской серии. Об этом свидетельствуют сохранившиеся участки их среди полей мигматитов к северу, западу и югу от описанного участка.

Химическая характеристика пород гимольской серии по В. М. Чернову (1958 г.) приведена в табл. 5.

Таблица 5

Окислы	Плаггио-порфир			Кварц-альбиотитовый туфо-сланец		Кварц-биотитовый туфо-сланец		Кварцевый порфир		Андезит		Пятнистый кордьеритовый сланец		Магнетитовый кварцит	
	оз. Сукк-озеро			с. Гимолы		оз. Пейдай-ярви		оз. Окунеево		с. Гимолы		оз. Сукк-Озеро			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9						
SiO <sub>2</sub>	62,63	62,58	66,20	71,60	57,55	56,42	54,30	44,88	42,73						
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,61	0,43	0,51	0,50	0,22	0,86	0,18	0,07						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,81	15,91	15,18	14,45	16,74	15,35	17,49	4,13	—						
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,57	2,55	0,12	1,66	4,96	3,57	2,00	26,60	35,46						
FeO	2,58	3,43	3,15	1,57	4,01	4,09	11,11	18,69	17,13						
MnO	0,10	0,09	0,05	0,23	0,22	0,12	0,22	0,14	—						
MgO	2,40	2,35	1,97	0,61	7,71	7,16	5,07	2,16	1,95						
CaO	4,53	6,66	4,28	3,86	2,40	5,20	1,39	1,86	1,77						
Na <sub>2</sub> O	3,75	3,35	4,16	3,93	0,94	3,27	2,25	—	—						
K <sub>2</sub> O	2,45	1,50	2,60	0,77	3,22	2,84	1,14	—	—						
H <sub>2</sub> O	0,29	0,08	0,09	0,01	0,19	0,47	0,14	0,15	—						
П. п. п.	1,68	1,09	1,18	1,12	1,90	1,40	3,98	1,12	—						
S	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,14						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0,22	0,20						
Сумма	100,46	100,2	99,91	100,32	100,34	100,11	99,95	100,18	99,45						

Толща зеленокаменных эффузивов. Более молодые зеленокаменные эффузивы нижнего протерозоя распространены к востоку и северу от поля развития гимольской серии в районе оз. Музозеро, где они несогласно перекрывают последнюю. С севера эти породы примыкают к полю архейских гранитоидов, а на востоке в свою очередь перекрываются отложениями среднего протерозоя, в базальных конгломератах которых они появляются в виде галечного материала (район оз. Музозеро). Поле этих пород плохо обнажено и слабо изучено. Ранее они были описаны как габбро-диабазы (Хазанович, 1947 г.). В. М. Чернов (1958 г.) различает среди них диабазы, диабазовые метапорфириты и мандельштейны и связанные с ними агломераты и габбро-диабазы. Разрез этой толщи недостаточно известен. Предположительно ее мощность определяется в несколько сот метров.

По своему положению между гимольской серией и средним протерозоем, а также по характеру слагающих ее пород эта толща аналогична существенно диабазовой тунгудско-надвоицкой серии Восточно-

Карельской синклинойной зоны и Сегозерского участка. В отличие от последней, в рассматриваемом районе пока неизвестны их соотношения с протерозойскими гранитоидами. Возможно, этот диабазовый комплекс является одновозрастным с дайками метагаббро-диабазов, секущих гимольскую серию. Однако не исключена возможность, что данные метагаббро-диабазы являются более молодыми — среднепротерозойскими.

#### Костомукшский участок

Этот участок расположен в северной части полосы развития железорудных толщ (гимольской серии) между озерами Лувозеро и Верхнее Куйто. Геологические исследования площади Костомукшской группы аэромагнитных аномалий были начаты в результате работ С. А. Дюкова (1948 г.). Детальные поисково-разведочные работы К. К. Судославлева (1949 г.) и П. А. Гурвича и С. И. Эвенчик (1953 г., 1955 г.) дали подробную характеристику костомукшской рудоносной толщи. В 1953 и 1955 гг. изучением стратиграфии протерозоя этого участка занимался В. М. Чернов (1954 г., 1958 г.).

Нижнепротерозойские супракрустальные образования слагают здесь сложную синклиналиную структуру почти меридионального простираения. Как и на Гимольском участке, нижний протерозой здесь представлен гимольской серией и вышележащей толщей основных эффузивных пород (тунгудско-надвоицкой серией?). Последние на этом участке имеют преобладающее распространение, перекрывая на большей части площади породы гимольской серии.

**Гимольская серия.** Породы гимольской серии обнажаются главным образом на восточной окраине Костомукшской синклинали, где они несут главные рудные залежи. Гимольская серия образует здесь узкую изогнутую синклиналиную складку, северная часть которой прослеживается в меридиональном направлении, а южная круто поворачивается на восток, меняя простираение на широтное. Мелкие участки пород гимольской серии встречены западнее среди поля эффузивов в центральной части Костомукшского участка и за его пределами, к востоку и к югу от него в поле мигматитов. Породы гимольской серии сложены в крутозалегающие изоклинальные складки, опрокинутые на запад и, частью на юг.

Гимольская серия рассматриваемого участка по составу слагающих ее пород весьма сходна с описанной выше серией Гимольского участка. Она сложена биотитовыми, биотито-амфиболовыми, амфиболовыми, цоизито-амфиболовыми, графитсодержащими филлитовидными, талько-хлоритовыми, известковистыми и другими сланцами, амфиболовыми и биотито-амфиболовыми магнетитовыми кварцитами и сланцами, кислыми эффузивами, представленными плагиопорфирами и плагиосланцами, порфиробластическими амфиболитами и зелеными сланцами. Конгломераты по сравнению с Гимольским участком имеют здесь ограниченное распространение и встречаются в виде маломощных прослоев среди кристаллических сланцев в низах гимольской серии.

Помимо кристаллических сланцев, характерных для Костомукшского и Гимольского железорудных месторождений, на Костомукшском участке С. А. Дюков (1948 г.) выделил толщу амфиболитов и амфиболовых сланцев. В этой группе наибольшим распространением пользуются порфиробластические амфиболиты — крупно- и мелкозернистые породы, состоящие из обыкновенной, частью актинолитовой и грюнери-

товой роговых обманок, кварца, альбита и небольшого количества карбоната, цоизита, эпидота, хлорита, сфена, апатита, циркона и других минералов. Среди них встречаются редкие маломощные прослой гранатосодержащих разновидностей, состоящих из граната, куммингтонит-грюнеритовой роговой обманки и кварца. Амфиболовые сланцы, переслаивающиеся с порфиробластическими амфиболитами, С. А. Дюков (1948) считает сходными с амфиболовыми сланцами гимольской серии и относит происхождение этой группы амфиболовых пород за счет метаморфизма первичных известковистых осадков.

Имеющиеся геологические данные позволяют наметить сводный литолого-стратиграфический разрез для восточной части Костомукшского участка.

В основании гимольской серии выделяется пестрая слоистая толща часто перемежающихся амфиболовых, биотито-амфиболовых, цоизито-амфиболовых, биотитовых, полевошпатово-биотито-кварцевых сланцев и подчиненных им конгломератов, частью кварцитов, наиболее типично представленных в восточной части Костомукшского участка (в районе месторождения). Западнее, в центральной части участка в составе базальной толщи все большее значение приобретают порфиробластические амфиболиты и амфиболовые сланцы с прослоями конгломератов. Наибольшая мощность толщи не менее 500 м. (рис. 13). Разрез нижней толщи для восточного крыла синклинали Костомукшского месторождения приводится по В. М. Чернову (снизу вверх)

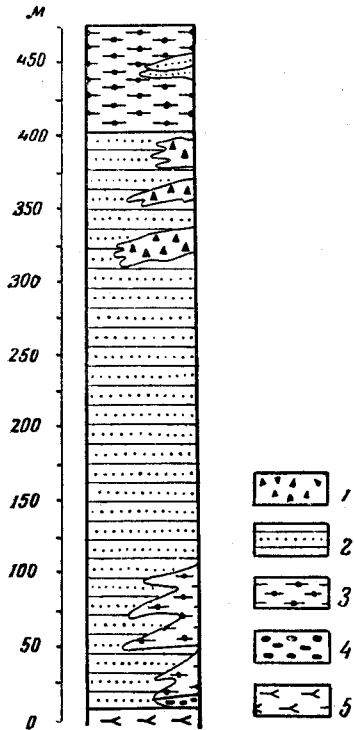


Рис. 13. Сводный литолого-стратиграфический разрез нижней толщи гимольской серии восточного крыла Костомукшского месторождения (по В. М. Чернову, 1958)

1 — туфобрекчии; 2 — кварцево-полевошпатово-биотитовые туфосланцы; 3 — амфиболовые, гранато-амфиболовые, цоизито-амфиболовые парасланцы, частью кварциты и амфиболиты; 4 — гранитные конгломераты, аркозы и кварцево-серцитовые сланцы; 5 — архейские гнейсо-граниты

Мощность в м

1. Гранитные конгломераты и аркозы с тонкими (0,2—0,7 м) пропластками кварцево-серцитовых сланцев, частью переходящие в слюдястые гнейсы	2,7
2. Мелко- и среднезернистые темно-зеленые амфиболовые и кварцево-амфиболовые сланцы с подчиненными им гранато-амфиболовыми сланцами и амфиболитами. Встречаются редкие прослой кварцита	50—100
3. Серые мелкозернистые кварцево-биотитовые туфогенные сланцы (туфо-сланцы)	250—300
4. Туфо-сланцы, переслаивающиеся с линзами туфобрекчии мощностью 0,5—1 м. Мощность линз туфо-брекчий местами достигает нескольких десятков метров	70—150
5. Амфиболовые, кварцево-амфиболовые, гранато-амфиболовые сланцы, амфиболиты, амфиболовые кварциты и филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы и туфо-сланцы (среди сланцев встречаются маломощные прослой магнетитовых кварцитов)	150—200

В западном крыле структуры месторождения в низах толщи так же, как и в восточном крыле, встречаются различные амфиболовые сланцы, которые с юга на север переходят в преобладающие амфиболиты, содержащие мелкие (до 1 м) линзы гранитного конгломерата с амфиболо-сланцевым, частью амфиболитовым цементом. В северной части западного крыла к низам толщи, возможно, относятся туфо-сланцы и туфо-брекчии.

Выше следует толща преобладающих филлитовидных биотитовых и серицито-биотитовых сланцев, содержащих маломощные прослои графитистых биотито-карбонатных, тальковых и других сланцев. В отдельных зонах мощностью до 7—8 м филлитовидные сланцы обогащены пиритом и пирротином. В верхней части толщи появляются тальковые, талько-хлоритовые и амфиболовые сланцы. Среди описанных сланцев местами присутствуют прослои полосчатых амфиболовых и магнетитовых кварцитов. Мощность этой толщи изменяется от 25 до 100 м.

Вверх по разрезу толща филлитовидных слюдяных сланцев сменяется продуктивной толщей магнетитсодержащих амфиболовых, биотито-амфиболовых и биотитовых сланцев и кварцитов и тесно связанных с ними кварцево-биотитовых, талько-хлоритовых, известковистых и графитистых филлитовидных сланцев. Эта толща, содержащая крупные промышленные залежи магнетитовых кварцитов, имеет мощность от 150 до 360 м.

Верхним известным членом Костомукшского разреза гимольской серии являются метаморфизованные кислые эффузивы-плагиопорфиры и образовавшиеся за счет их плагиосланцы. Мощность их не менее 200 м.

В строении верхней, рудоносной толщи В. М. Чернов отмечает своеобразную циклическую перемежаемость пород, заключающуюся в повторяющейся смене сланцев с богатыми магнетитом рудными кварцитами. Такая цикличность хорошо видна в разрезе толщи в центральной части Костомукшского месторождения (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Переслаивающиеся темно-серые и черные филлитовидные, частью графитистые (обогащенные сульфидами) кварцево-биотитовые, кварцево-серицитовые сланцы и амфиболовые кварциты с подчиненными им амфиболовыми, талько-хлоритовыми, амфиболо-карбонатными и биотито-карбонатными сланцами в виде прослоев мощностью до 10 м. Встречаются редкие линзы магнетитовых кварцитов мощностью 5—10 м	25—90
2. Рудные амфиболо-магнетитовые кварциты, в основании которых залегает пласт магнетито-амфиболовых кварцитов мощностью 3—5 м	20—45
3. Переслаивающиеся графитистые филлитовидные слюдяные, талько-хлоритовые и кварцонатные сланцы и амфиболовые кварциты аналогичные нижнему горизонту	20—40
4. Рудные амфиболо-магнетитовые кварциты, в основании которых лежит прослой мощностью 6 м более бедных магнетито-амфиболовых кварцитов	100—150
5. Графитистые филлитовидные сланцы с сульфидами, переслаивающиеся с талько-хлоритовыми, талько-амфиболовыми, талько-амфиболо-биотитовыми и талько-амфиболо-карбонатными сланцами. Встречаются частые маломощные прослои биотито-амфиболовых и биотитовых сланцев и амфиболовых кварцитов	3—90
6. Рудные магнетито-амфиболовые, амфиболо-магнетитовые, биотито-магнетитовые кварциты. Встречаются редкие пласты (до 5 м) биотито-карбонатных, талько-хлоритовых и графитистых сланцев. Преобладают амфиболо-магнетитовые кварциты, которые в основном приурочены к верхней части горизонта. В рудных породах наблюдается повышенное содержание (до 3%) гематита	30—120
7. Плагиопорфиры и туфы, превращенные в породы типа лептит-порфиров, частью слюдяные сланцы и плотные геллефлинтотипные породы	30—180

Общая мощность верхней рудоносной толщи (вместе с плагиопорфирами) 500 м. К югу нижние горизонты рассматриваемого разреза постепенно выклиниваются и в южной части полностью выпадают. Наибольшая суммарная мощность описываемой части разреза превышает 1000 м.

Спорным является вопрос о верхах гимольской серии, верхняя граница которой пока не установлена. Так, например, П. А. Гурвич и С. И. Эвенчик (1955 г.) в качестве стратиграфически более высокого члена приведенного выше разреза выделяют толщу переслаивания разнообразных сланцев с залежами магнетитовых кварцитов на восточной окраине этого участка, которая по их данным залегает на плагиопорфирах и плагиосланцах. Вместе с тем, С. А. Дюков (1948 г.) рассматривал ее как низы этой серии, выступающие в восточном крыле Костомукшской синклинали.

Действительно, при изучении структуры этого района (Чернов, 1958) выяснилось, что данная серия пород Костомукшского месторождения, в котором складчато повторяются все три толщи вышеописанного разреза ее западного крыла, залегающие ниже плагиопорфиров.

С. А. Дюков (1948 г.) к наиболее высоким горизонтам железорудной толщи (гимольской серии) относит выделенные им амфиболиты и амфиболовые сланцы существенно осадочного происхождения. Однако детальные исследования П. А. Гурвича и С. И. Эвенчика, затем и В. М. Чернова, позволили установить их положение в низах рассматриваемой серии. Об этом также свидетельствуют находки среди этих пород конгломератов, характерных для нижней части гимольской серии. Вероятно, более молодыми являются встречающиеся на этом участке ортоамфиболиты с сохранившимися реликтами габброофитовых структур, которые, по-видимому, представляют собой сильно измененные интрузии основных пород, внедрившиеся в осадочно-вулканогенную толщу Костомукшского участка. Химическая характеристика пород этого участка (по К. К. Судиславлеву) (анализы 5—8) и В. И. Чернову (анализы 1—4) приведена в табл. 6.

Таблица 6

Окислы	Гранатовый параамфиболит	Порфиروбластический амфиболовый сланец	Альбитокварцевый бититовый туфо-сланец	Рассланцованный плагиопорфир	Плагиопорфир	Магнетитовый кварцит		
						1	2	3
SiO <sub>2</sub>	41,32	40,88	69,64	69,79	66,96	46,50	49,20	48,50
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,26	0,003	0,13	0,45	0,09	0,09	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,01	16,25	18,42	17,27	15,27	1,02	0,52	1,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,80	2,30	0,60	0,85	1,61	29,67	26,75	27,85
FeO	25,83	10,62	0,66	0,80	2,95	16,39	16,07	16,39
MnO	0,17	0,11	0,007	0,02	—	0,05	0,09	0,09
MgO	3,51	13,67	0,65	0,47	1,92	1,83	2,09	1,99
CaO	3,77	8,10	2,08	3,17	2,04	1,53	1,77	1,30
Na <sub>2</sub> O	0,83	1,60	5,87	1,05	4,00	0,66	0,70	1,04
K <sub>2</sub> O	3,88	0,23	0,92	5,39	2,40			
H <sub>2</sub> O	0,09	0,23	0,18	0,09	0,15	—	0,08	0,04
П. п. п.	2,92	5,47	0,92	1,43	1,61	2,24	2,40	1,36
Сумма . . . . .	100,29	99,72	99,95	100,46	99,36	99,98	99,76	100,5

Непосредственно к востоку и югу от Костомукшского участка встречаются площади развития пород, представляющих по всей вероятности сильно мигматизированные образования гимольской серии. Об этом свидетельствует наличие среди них мелких линз и прослоев полосчатых магнетитовых кварцитов, аналогичных рудным породам Костомукшского месторождения, а также закономерное положение их на продолжении основных синклинальных зон гимольской серии при согласных с ней структурных элементах.

На северном продолжении меридиональной синклинальной ветви Костомукшского месторождения известны два более крупных участка — Корпангская и Северо-Костомукшская аномалии, где среди поля преобладающих плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов встречены многочисленные прослои полосчатых амфиболо-магнетитовых кварцитов, включенных в биотитовые, гранато-биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы, сильно мигматизированные окружающими их гранитами. Гнейсы и рудные породы сохраняют характерные для расположенного южнее главного месторождения общее меридиональное простирание и крутое падение на восток.

На восточном продолжении широтной ветви синклинальной структуры Костомукшского месторождения находится участок Южно-Костомукшской аномалии, также сложенной биотитовыми, гранато-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и железистыми кварцитами. Здесь породы несколько менее сильно мигматизированы, чем на вышеотмеченных участках. Преобладающими являются мелкозернистые биотитовые гнейсы. Среди рудных кварцитов сохраняются участки и прослои гранато-амфиболовых и гранато-амфиболо-пироксеновых сланцев.

Южнее Костомукшского месторождения установлены Кондокская (близ с. Кондоки) и Лувозерская аномалии (у восточного конца оз. Лувозеро). Первая из них приурочена к участку распространения мелкозернистых темно-серых полосчатых биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсов. Железистые кварциты и вкрапленность магнетита встречаются среди гнейсов и, частью гранитов. На втором участке гнейсы почти полностью уничтожены и сильно мигматизированные магнетитовые кварциты залегают среди преобладающих плагиомикроклиновых гнейсо-гранитов. Более мелкие участки, представляющие такие же реликты описываемой гимольской серии, встречаются и дальше к востоку от Костомукшского участка (Островская, 1953 г.).

Толща метадиабазов и зеленых сланцев. Территориально с описываемой гимольской серией тесно связана толща зеленых сланцев и метадиабазов, развитых преимущественно по западной окраине Костомукшского участка, соотношение которой с первой пока трактуется различно. С. А. Дюков считал зеленые сланцы более молодыми — верхнеархейскими. Вместе с тем, все исследователи отмечают близкое сходство этих сланцев с амфиболовыми сланцами гимольской серии, что затрудняет отделение их от последней. Необходимо отметить, что наличие интрузивных метадиабазов, секущих железистые кварциты, свидетельствует скорее в пользу более молодого возраста этих пород (Чернов, 1958 г.). С. А. Дюков отмечает более молодые, чем гимольская серия, плагиоклазовые гнейсо-граниты, следы воздействия которых на зеленые сланцы пока не установлены, тогда как та и другая толщи прорваны плагиомикроклиновыми гранитами.

С. А. Дюков считает метадиабазы древними метаморфизованными эффузивами, среди которых различаются собственно метадиабазы и



зеленые сланцы. Последние исключительно преобладают. Метадиабазы характеризуются наличием реликтов офитовой структуры. Большой же частью они имеют нематобластическую, реже фибробластическую структуры. Иногда наблюдается текстура, напоминающая миндалекаменную. Все породы осланцованы. В характерном для таких пород минеральном составе присутствуют актинолит, обыкновенная роговая обманка, альбит, хлорит, эпидот, цоизит, кварц и биотит. Эти породы часто трудно отличить от амфиболовых сланцев гимольской серии (Дюков, 1946 г.).

В зеленокаменной толще В. М. Чернов (1958 г.) различает спилитовые метадиабазы и метапорфириты, зеленые сланцы и амфиболиты, которые по своим петрографическим особенностям тождественны зеленокаменным породам верхов нижнего протерозоя других участков Центральной и Восточной Карелии (Гимольском, Хедозерско-Большозерском, оз. Сег-Озеро и других).

Преобладающие зеленые сланцы и амфиболиты слагают большую нижнюю часть разреза толщи, тогда как метадиабазы и метапорфириты встречаются преимущественно в ее верхах. Однако такая вертикальная смена метаморфических разновидностей по существу близких исходных пород не позволяет еще достаточно представить первичное внутреннее строение толщи, тем более, что, например, амфиболиты встречаются также в верхних ее частях в контакте диабазов с прорывающими их интрузиями гранитов. Эти образования нуждаются в дальнейшем изучении. Ориентировочно мощность эффузивной толщи не менее 500 м.

Несогласное, по всей видимости, залегание зеленокаменных эффузивов на породах гимольской серии на этом участке определяет те же соотношения этих разновозрастных образований, которые достоверно устанавливаются на Гимольском и Хедозерско-Большозерском участках. Вместе с тем, в районе Костомукшского месторождения эта эффузивная толща несомненно прорывается плагиймикроклиновыми гранитами, что пока неизвестно для двух указанных участков. Другие интрузивные породы, более молодые, чем эффузивно-метаморфическая толща, встречаются в виде широко развитых дайковых тел габбро-диабазов, метагаббро и, частью, амфиболитов. Также наблюдаются мелкие интрузии пироксенитов, перидотитов и связанных с ними серпентинитов, офитового габбро и габбро-норитов. Последние не обнаруживают явных признаков воздействия на них гранитов и имеют в целом свежий облик.

Положение толщи эффузивов Костомукшского участка, как и Гимольского и Хедозерско-Большозерского участков, залегающих на породах гимольской серии и несогласно перекрывающихся базальными толщами среднего протерозоя, аналогично тунгудско-надвоицкой серии Восточно-Карельской синклинойной зоны. Поэтому данная толща, подобно упомянутой серии, относится к молодым супракрустальным образованиям нижнего протерозоя.

#### **Хедозерско-Большозерский участок**

Хедозерско-Большозерский участок, расположенный в общей полосе распространения протерозойских пород Западной Карелии, для

которой характерно развитие гимольской серии, находится между Гимольским и Костомукшским участками, севернее с. Реболы.

Геологическое строение его изучалось В. А. Перевозчиковой (1948 г.) и позднее К. О. Кратцем и М. М. Стенарь (1955—1957 гг.). Проверка имеющих здесь место магнитных аномалий производилась В. В. Носиковым (1950 г.).

В. А. Перевозчикова выделила на этом участке три разновозрастных толщи: наиболее древнюю, железорудную, гнейсо-сланцевую, которую она отнесла к нижнему архею, более молодую толщу метаморфизованных основных эффузивных пород нижнего отдела нижнего протерозоя и несогласно перекрывающую последнюю кварцево-песчаниковую толщу верхнего отдела нижнего протерозоя. Позднее, возвращаясь к вопросу о возрасте гимольской серии, В. А. Перевозчикова сначала присоединяется к представлению М. А. Гиляровой (1949) о принадлежности ее к верхнему архею (1955 г.), а затем высказывает мнение о необходимости разделения этой серии на хедозерскую свиту мигматизированных магнетитосодержащих гнейсов верхнего архея и более молодую, большозерскую свиту железорудных сланцев нижнепротерозойского возраста (1957). К. О. Кратц и М. М. Стенарь (1958 г.), видя в этих гнейсах и сланцах лишь в различной степени метаморфизованные породы одной и той же железорудной толщи Хедозерско-Большозерского участка, оставляют ее целиком в нижнем протерозое.

Следовательно, по аналогии с соседними Гимольским и Костомукшским участками в нижнем протерозое здесь выделяются гимольская серия и более молодые эффузивы.

**Гимольская серия.** Породы гимольской серии к юго-западу от оз. Тикш-Озеро, к югу и востоку от оз. Большозеро и к юго-западу от оз. Челмозеро слагают узкие полосы северо-западного простирания среди широкого поля развития плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов и значительно преобладающих мигматитов. Господствующее падение пород — крутое (до вертикального) на юго-запад. Гимольская серия сложена здесь разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, рудовмещающими кварцитовидными породами, железистыми кварцитами и кислыми эффузивами.

Наиболее распространенными в составе гимольской серии являются гнейсы и сланцы (Перевозчикова, 1948 г., Кратц и Стенарь 1958 г.). Гнейсы, выступающие из-под собственно сланцев на крыльях синклинальных структур, типично развиты восточнее оз. Хедозеро, а также юго-западнее оз. Челмозеро. Это мелко- и тонкозернистые темно-серые, частью светло-серые полосчатые породы с гранобластической и лепидобластической, реже порфиробластической структурами, состоящие из кварца, биотита, плагиоклаза (олигоклаз и альбит-олигоклаз), местами граната, ставролита и кордиерита и из второстепенных: мусковита, серицита, хлорита, турмалина, апатита и рудных минералов (главным образом магнетита). В зависимости от различных количественных соотношений породообразующих минералов выделяется серия тесно связанных между собой разновидностей, главными среди которых являются биотитовые, гранато-биотитовые, гранато-ставролитовые и ставролитослюдяные гнейсы. Реже встречаются мусковито-биотитовые и кордиеритовые гнейсы. Среди гнейсов встречаются мелкие линзы рудных амфиболо-магнетито-кварцевых сланцев и рассеянная магнетитовая вкрапленность. Гнейсы через тонкозернистые гнейсо-сланцы постепенно переходят в слюдяные сланцы.

Разнообразные сланцы слагают ядра синклиналильных структур и следовательно залегают выше вышеописанных гнейсов. Наиболее типично сланцы представлены в районе южнее и восточнее оз. Большозеро. Эти темно-серые, тонкозернистые породы, большей частью полосчатые (слоистые) и отчетливо сланцеватые, состоят из кварца, биотита, амфибола, хлорита, граната, частью ставролита, и в подчиненном количестве эпидота, цоизита, апатита и магнетита.

Господствующей разновидностью являются биотитовые сланцы. Среди последних в виде маломощных пропластков встречаются амфиболо-биотитовые, гранато-амфиболо-биотитовые, гранато-биотитовые, гранато-хлоритовые, гранато-ставролитовые и другие разновидности. Местами сланцы интенсивно гранитизированы и превращены в гнейсы и жильные мигматиты.

Характерным является наличие среди гнейсов и сланцев маломощных пачек кварцитовидных разновидностей, местами несущих мелкие прослои и линзы рудных сланцев. Среди этих пород, отличающихся высоким содержанием кварца и наличием магнетита, различаются мусковито-кварцевые, хлорито-кварцевые, магнетито-амфиболо-кварцевые и амфиболо-магнетито-кварцевые сланцы, частью кварциты.

Мусковито-кварцевые сланцы — мелкозернистые, местами полосатые (слоистые) светлые зеленовато-серые породы, состоящие из мусковита, кварца, небольшого количества магнетита и реже граната. Более богатые кварцем разновидности, очень сходные по внешнему виду с серицитовыми кварцитами среднего протерозоя, обнаруживают постепенные переходы во вмещающие их слюдяные сланцы и гнейсо-сланцы. Местами они мигматизированы.

Тонкополосчатые хлорито-кварцевые сланцы, содержащие небольшое количество мусковита, граната, иногда альбита, образуют тонкие пропластки в околорудной толще и среди биотитовых гнейсов. Они возможно, произошли за счет биотитовых сланцев.

Магнетито-амфиболо-кварцевые и амфиболо-магнетито-кварцевые сланцы совершенно аналогичны рудным породам Гимольского и Костомукшского участков. Эти темно-серые тонкополосчатые породы помимо кварца, магнетита и амфибола, представленного актинолитом, грюнеритом и обыкновенной роговой обманкой, содержат биотит, гранат, эпидот и хлорит. Они образуют прослои и пачки мощностью до 14 м и длиной до нескольких десятков метров среди биотитовых сланцев и гранато-ставролитово-биотитовых гнейсов.

Среди гнейсов и сланцев встречаются маломощные линзовидные и дайкообразные тела мелкозернистых темно-зеленых амфиболовых сланцев и амфиболитов, состоящих из роговой обманки, андезина и небольшого количества кварца и эпидота. Они секутся жилами плагио-микроклинового гранита.

Наиболее молодым членом гимольской серии являются кислые эффузивы и частью жильные (?) породы (лептиты), залегающие в ядрах синклиналильных структур, слагаемых этой серией. Это светло-серые мелкозернистые, большей частью массивные породы с вкрапленниками розового плагиоклаза, состоящие из кварца, биотита и кислого плагиоклаза. Они залегают среди толщи гнейсов и сланцев и содержат их ксенолиты. Более измененные, богатые биотитом лептиты напоминают вышеописанные биотитовые гнейсы.

Литологически рассматриваемый комплекс отличается от гимольской серии Гимольского и Костомукшского участков наличием в его

составе рудоносной гнейсовой толщи. Это обстоятельство впоследствии привело В. А. Перевозчикову (1955 г.) к предположению о том, что здесь имеются две разновозрастные свиты, более древняя, гнейсовая, названная автором хедозерской, и несогласно перекрывающая ее большозерская сланцевая свита, которые ею были отнесены соответственно к верхнему архею и нижнему протерозою (Перевозчикова, 1957). Вместе с тем, данные В. А. Перевозчиковой (1948 г.) и В. В. Носикова (1951 г.) о взаимном переслаивании гнейсов и сланцев, о превращении сланцев в гнейсы под воздействием интрузирующих их гранитов, согласное залегание тех и других пород делают подобное предположение весьма условным. В этой связи следует отметить упомянутое выше превращение пород гимольской серии Костомукшского участка в такие же мелкозернистые темно-серые биотитовые и гранатовые гнейсы с реликтами рудных пород в области гранитизации (Корпангская, Северная и Южная Костомукшская и другие аномалии).

Более поздние исследования К. О. Кратца и М. М. Стенаря (1958 г.) привели их к ранее высказанному В. А. Перевозчиковой (1948 г.) мнению, что несущие магнетитовые кварциты гнейсы и сланцы данного участка являются разновозрастными и, по их мнению, составляют нижнюю толщу гимольской серии. Выше ими выделяются слюдяные (лептитовидные по К. О. Кратцу и М. М. Стенарю) гнейсы, составляющие верхнюю толщу гимольской серии, которые, возможно, отчасти соответствуют кислым эффузивам (лептитам) В. А. Перевозчиковой.

Для характеристики строения гимольской серии ниже приводятся разрезы вышеуказанных толщ (рис. 14).

Нижняя толща в наиболее полном установленном разрезе, в районе оз. Хедозеро (по Кратцу и Стенарю, 1958 г.) имеет следующее строение (снизу вверх):

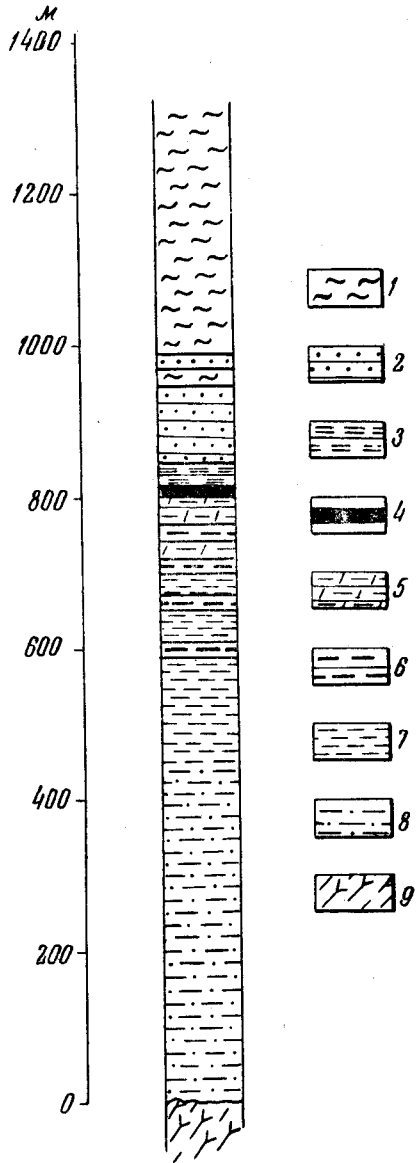


Рис. 14. Сводная литолого-стратиграфическая колонка гимольской серии района Хедозеро—Большозеро (по К. О. Кратцу и М. М. Стенарю, 1958)

- 1 — лептитовые гнейсы; 2 — аркозовые и мусковито-кварцевые сланцы с линзами конгломератов; 3 — графитистые сланцы (с пиритом) и тонкослойные кварциты; 4 — амфиболо-магнетитовые кварциты; 5 — гранато-ставролит-биотитовые гнейсы; 6 — слоистые гранато-полевошпато-биотитовые сланцы, нередко содержащие амфибол; 7 — хлорито-биотитовые сланцы, частью с полевым шпатом; 8 — гранато-биотитовые, биотитовые гнейсы иногда со ставролитом; 9 — мигматизированные архейские гранитоиды

	Мощность в м
1. Темно-серые мелко- и среднезернистые полосатые (слоистые) биотитовые гнейсы с подчиненными им гранато-биотитовыми и ставролит-биотитовыми гнейсами, которые вверх по разрезу с уменьшением содержания полевого шпата переходят в аналогичного типа слоистые слюдистые сланцы	300—350
2. Яснополосчатые (слоистые) биотито-хлорито-кварцевые, подчиненные им амфиболо-биотитовые, гранато-биотитовые и другие сланцы, частью мусковитизированные	200—250
3. Полосчатые (слоистые) ставролитовые и гранато-ставролитовые гнейсы	30—60
4. Тонкополосчатые магнетитовые кварциты	3—4

В верхах нижней толщи южнее оз. Большозеро на р. Ледма и у оз. Челмозеро залегают светло-серые мусковито-кварцевые, серицито-кварцевые, частью аркозовые сланцы, местами содержащие гранат (р. Ледма и др.), в которых встречаются маломощные прослои мелко-галечного конгломерата. Мощность этих сланцев колеблется от 20—30 м (у оз. Кайда-Ярви) до 80—100 м (у оз. Челмозеро).

Суммарная мощность нижней толщи определяется в 600—750 м. Верхняя толща гимольской серии имеет более ограниченное распространение, появляясь в центральной и северной частях участка, где она встречается в ядрах синклиналиных складок, окруженных породами нижней толщи. Залегая согласно на нижней толще, она то постепенно путем переслаивания мусковито-кварцевых сланцев с биотитовыми гнейсами, то резко без зоны перехода вверх по разрезу сменяет ее. В ее составе встречаются в целом однородные биотитовые и двуслюдяные гнейсы. Местами они довольно массивные и напоминают измененные лептиты. Мощность известной части разреза верхней толщи достигает в районе оз. Челмозеро 350—400 м.

На Хедозерско-Большозерском участке породы гимольской серии прорываются плагиоклазовыми и плагиомикроклиновыми гранитами, которые местами в нижней части разреза интенсивно их мигматизируют.

Толща вулканогенных пород К более молодым, чем гимольская серия, образованиям нижнего протерозоя Хедозерско-Большозерского участка В. А. Перевозчикова отнесла метаморфизованные основные эффузивные породы, распространенные у оз. Большозеро (1948 г., 1957). Эти нижнепротерозойские вулканогенные породы имеют здесь ограниченное площадное развитие. Среди них выделяются плотные, мелкозернистые (почти афанитовые) серо-зеленые метадиабазы, метамандельштейны, частью вулканические брекчии и более широко развитые тонкосланцеватые зеленые сланцы, представленные альбито-актинолитовыми, альбито-хлоритовыми и альбито-биотито-хлоритовыми разновидностями. По своим петрографическим особенностям эти породы тождественны ранее описанным метаморфизованным основным эффузивам и зеленым сланцам нижнего протерозоя на участках Гимольском, Костамукшском и оз. Сег-Озеро. Так же, как и в районах озер Гимольское и Сег-Озеро—Елм-Озеро эта зеленокаменная вулканогенная толща в районе оз. Большозеро несогласно перекрывается базальными полимиктовыми конгломератами среднего протерозоя (см. ниже). Мощность этой толщи из-за крайне плохой обнаженности участка не установлена. Южнее оз. Большозеро мощность видимой ее части не менее 250—300 м. Данная толща прорвана дайковыми интрузиями габбро-диабазов среднего протерозоя. Вследствие слабой обнаженности соотношение ее с протерозойскими гранитоидами не установлено.

М. М. Стенарь (1958 г.) выделяет здесь еще одну толщу, резко несогласно залегающую на породах гимольской серии и архея и в свою

очередь перекрытую (несогласно?) вышеописанной толщей измененных основных вулканитов. Эти две толщи он объединяет вместе в одну — большозерскую серию нижнего протерозоя, которая, по его мнению, отделена значительными перерывами и несогласиями как от нижележащей гимольской серии так и от перекрывающего ее среднего протерозоя. В соответствии с отмеченным ее можно сопоставлять с тунгудско-надвоицкой серией Восточно-Карельской синклинойной зоны.

Выделенная М. М. Стенарь нижняя толща, в отличие от верхней зеленокаменной, сложена преобладающими пирокластическими породами среднего и кислого состава, и частью метаморфизованными осадочными породами и альбитофирами. Частично эти породы отмечались В. А. Перевозчиковой (1948 г.), относившей их к верхам железорудной серии. В настоящее время в настоящее время южнее и юго-западнее оз. Большозеро. В составе этой туфогенной толщи М. М. Стенарь различает три горизонта (рис. 15).

Мощность в м

1. Нижний горизонт в основном сложен гранитными конгломератами с галькой плагиоклазовых гранитов, реже аплитов, кварца и биотитовых сланцев, заключенных в осланцованный аркозовый цемент. Местами обломочный материал имеет неокатанную, угловатую форму, придающую породе облик осадочной брекчии. В верхней части они иногда переходят в безгалечные аркозы

от 1—1,5  
до 200—300

Верхняя часть горизонта представлена серыми и светло-серыми мелкозернистыми полимиктовыми биотито-полевошпато-кварцевыми кварцито-песчаниками с подчиненными прослоями тонко-, средне- и грубозернистых кварцито-песчаников

150—200

2. Средний горизонт трансгрессивно перекрывает породы нижнего горизонта и гимольской серии. В нижней части его залегают серые, зеленовато-серые, частью темно-серые туфобрекчии, состоящие из остроугольных и полукруглых обломков плотных мелкозернистых альбитофира и богатого натрием дацита, реже андезита, сцементированных туфогенным слоистым сланцем.

Местами в самом основании горизонта залегают частью осланцованные альбитофиры (50—60 м), сменяющиеся вверх туфобрекчиями

3,0—200

Верхи горизонта сложены слоистыми светло-серыми, мелко- и среднезернистыми туфами среднего состава, содержащими прослойки и линзы туфобрекчий

50—200

3. Верхний горизонт характеризуется переслаиванием туфобрекчий, туфоконгломератов и туфопесчаников с мощностью прослоев 1—5 м. Преобладающие в низах горизонты туфобрекчии в верхах уступают место туфопесчаникам

80—100

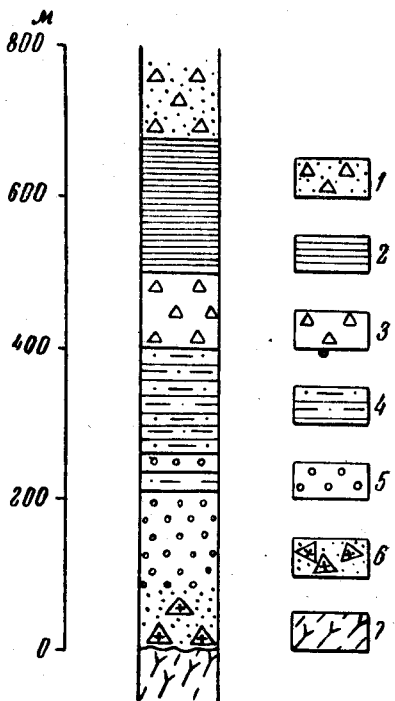


Рис. 15. Сводная литолого-стратиграфическая колонка туфогенной толщи района оз. Большозеро (по К. О. Кратцу и М. М. Стенарю, 1958)

1 — туфоконгломераты и туфопесчаники; 2 — слоистые туфы; 3 — туфобрекчии; 4 — полимиктовые песчаники; 5 — конгломераты; 6 — осадочная брекчия; 7 — мигматизированные гранитоиды (архейские)

Мощность в м:

Общая мощность туфогенной толщи оз. Большозера достигает 700—900 м, причем характерна изменчивая мощность отдельных прослоев и горизонтов, обуславливающая отчетливо трансгрессивные соотношения между различными горизонтами.

Обломки пород туфогенной толщи встречаются в вышележащих зеленокаменных эффузивах. Среди метаморфизованных туфов и подстилающих их конгломератов встречаются жилы мелкозернистых плагиоклазовых гранитов и крупнокристаллических микроклин-плагиоклазовых пегматитов. Кроме того, они секутся мощными дайками метагаббро-диабазов среднего протерозоя.

#### Совдозерский участок

Совдозерский участок охватывает площадь развития метаморфических сланцев, расположенных по восточному краю южной части поля аркозо-кварцитовая толщи среднего протерозоя (Янгозерская мульда).

Нишнепротерозойские сланцы данного участка выделены в гимольскую серию. На рассматриваемой площади они встречаются только отдельными разрозненными участками среди покрывающих их четвертичных отложений. Частью же они известны по данным бурения в пределах Совдозерской магнитной аномалии.

**Гимольская серия.** В пределах данного участка П. М. Барковским (1946 г.) была установлена прерывистая полоса сланцев северо-восточного (субмеридионального) направления, проходящая вдоль цепи озер Лоува-лампи, Шивад-ярви, Совдозеро и Хейз-ярви. Среди этих пород, прорванных плагиомикроклиновыми гранитами, он выделил хлорито-актинолитовые, слюдисто-актинолитовые, цоизито-амфиболовые, цоизито-эпидото-амфиболовые, хлорито-цоизитовые, цоизито-эпидото-слюдистые разновидности, содержащие различное количество кварца, кислого плагиоклаза, рудной вкрапленности, апатита и сфена. Среди сланцев П. М. Барковский отмечал тонкие пропластки кварцевого роговика и ороговикованного кварцево-альбитового песчаника с биотитом. Возраст сланцев он считал архейским.

На мысе Черный Наволок оз. Совдозеро В. М. Тимофеев (1935 г.) среди преобладающих амфиболитов и амфиболовых сланцев отмечал прослой (зоны?) талько-хлоритовых и карбонатно-талько-хлоритовых сланцев, которые, как и амфиболиты и талько-хлоритовые сланцы южного берега оз. Сег-Озеро, он рассматривал в составе верхнего архея.

Расположенное здесь же на западном берегу оз. Совдозеро Совдозерское месторождение магнетитовых кварцитов было изучено А. М. Шагановой (1952 г.). Вследствие мощного сплошного покрова четвертичных отложений на данном участке, изучение железорудной толщи проводилось буровыми работами только вблизи магнитных аномалий, обнаруженных аэромагнитной и наземной магнитометрическими съемками.

Установленная здесь толща метаморфических сланцев, выделенная А. М. Шагановой в докарельскую свиту нижнего протерозоя, простирается в северо-северо-западном, близком к меридиональному направлению с очень крутым падением на восток. С запада к ней примыкает полого-складчатая аркозо-кварцитовая толща среднего протерозоя.

В составе данной толщи А. М. Шаганова выделяет кварцево-хлоритовые, биотито-хлоритовые и филлитовидные графитистые биотито-хлорито-серицитовые парасланцы с прослоями магнетитовых кварцитов.

Резко подчиненное значение имеют сланцеватые плагиоамфиболиты, зеленые сланцы, образовавшиеся за счет основных эффузивных пород, и плагиопорфиры, большей частью измененные в порфириды и разнообразные плагиосланцы.

Парасланцы — мелкозернистые сланцеватые породы нередко с отчетливо сохранившейся слоистостью, обусловленной тонкой перемежаемостью биотито-хлоритовых, кварцево-хлоритовых сланцев и светло-серого кварцита. Магнетитовые кварциты представляют собой тонкополосчатые (тонкослоистые) стально-серого цвета породы, в которых тонкие пропластки собственно магнетитовых кварцитов часто переслаиваются с такими же пропластками кварцево-хлоритовых, биотито-хлоритовых сланцев и безрудных светлых кварцитов. Залегающие среди парасланцев разобщенные линзы магнетитовых кварцитов достигают мощности 10—35 м и длины в 350—750 м. Кроме того, магнетит в тонкорассеянном виде встречается участками в сланцах. На плоскостях сланцеватости последних появляется пирито-пирротиновая вкрапленность.

Зеленые сланцы и сланцеватые амфиболиты состоят из актинолитовой роговой обманки, кислого плагиоклаза, кварца, цоизита, хлорита и карбонатов. Преобладающими среди них являются актинолитовые, хлорито-актинолитовые, биотито-актинолитовые разновидности с изменчивым содержанием цоизита и карбонатов.

В рудной толще Совдозерского месторождения А. М. Шаганова отмечает пластовые интрузии плагиопорфиров. Эти мелкозернистые светло-серые породы отличаются наличием порфировых вкрапленников плагиоклаза и светло-серого кварца. Они обычно сильно изменены и превращены в сланцевые породы — порфириды и плагиосланцы, характеризующиеся содержанием плагиоклаза, кварца, серицита, биотита, хлорита, в небольшом количестве апатита, циркона, сфена, турмалина и рудных минералов. По различному количественному сочетанию породообразующих минералов выделяются хлорито-серицитовые биотито-хлорито-серицитовые, биотито-серицитовые и биотито-хлоритовые плагиосланцы. В этом комплексе парасланцы являются наиболее древними, а плагиопорфиры и связанные с ними сланцы — самыми молодыми.

С запада эта железорудная толща несогласно перекрыта аркозо-кварцитовая толщей среднего протерозоя, на востоке она прорывается и окружается более молодыми порфировидными плагиомикроклиновыми гранитами. Соотношения ее с более древними, чем порфировидные граниты огнейсованными гранодиоритами не выяснены.

Мощность железорудной толщи на Совдозерском участке не установлена.

Возраст рассматриваемых метаморфических сланцев окрестностей оз. Совдозеро определяется только по отношению к секущим их порфировидным гранитам и более молодым отложениям среднего протерозоя. В настоящее время их рассматривают как нерасчлененные образования нижнего протерозоя, большая часть которых, вероятно, принадлежит к гимольской серии.

#### Маньгинский участок

Этот участок расположен западнее с. Пряжа у сел. Маньга и Киндосово. Здесь установлены породы гимольской серии, которые вследствие мощного сплошного покрова четвертичных отложений известны только по данным буровых работ непосредственно на аномальных участках, сложенных магнетитовыми кварцитами. Поэтому геология Мань-



гинского участка остается по существу неизвестной. Геофизическими и разведочно-буровыми работами здесь установлены две площади развития магнетитовых кварцитов — Северная и Киндосовская аномалии. Преобладающими породами этих площадей являются амфиболиты, к которым приурочены магнетитовые кварциты. В подчиненном количестве встречаются кварцево-серицитовые, графитисто-хлоритовые и другие сланцы. Рудоносная толща прорывается плагиопорфирами и кварцевыми порфирами.

Для характеристики гимольской серии Маньгинского участка ниже приводится описание разрезов по данным бурений указанных двух аномалий (Виленский, 1951 г.).

Разрез северной аномалии по скв. 3 (снизу вверх):

	Мощность в м
Плагиопорфиры . . . . .	не менее 0,63
Амфиболиты с вкрапленностью сульфидов . . . . .	12,59
Кварцево-серицитовые сланцы с сульфидами . . . . .	3,31
Амфиболовые кварциты с сульфидами . . . . .	6,60
Амфиболиты с вкрапленностью сульфидов . . . . .	17,86
Амфиболо-магнетитовые кварциты . . . . .	4,02
Амфиболиты с вкрапленностью сульфидов . . . . .	8,40
Магнетито-амфиболовые кварциты . . . . .	1,20
Амфиболовые кварциты с магнетитом . . . . .	1,49
Амфиболиты . . . . .	0,35
Серые и розовато-серые плагиопорфиры . . . . .	104,82

Разрез Киндосовской аномалии по скв. 1 (снизу вверх):

	Мощность в м
Метадиабазы . . . . .	?
Амфиболиты . . . . .	1,58
Графитистые сланцы с сульфидами . . . . .	0,87
Амфиболовые кварциты с магнетитом и сульфидами . . . . .	11,95
Магнетито-амфиболовые кварциты . . . . .	4,05
Амфиболовые кварциты с магнетитом и сульфидами . . . . .	5,95
Амфиболиты . . . . .	16,92
Амфиболо-магнетитовые кварциты с сульфидами . . . . .	14,37
Амфиболиты . . . . .	1,09
Магнетито-амфиболовые кварциты . . . . .	0,80
Амфиболиты . . . . .	10,02
Магнетито-амфиболовые кварциты . . . . .	1,38
Амфиболиты . . . . .	2,27
Магнетито-амфиболовые кварциты . . . . .	1,90
Кварциты . . . . .	0,60
Черные мелкозернистые графито-хлоритовые сланцы . . . . .	1,30
Среднезернистые амфиболиты с вкрапленностью сульфидов . . . . .	10,75
Тонкозернистые массивные метадиабазы с сульфидами . . . . .	24,65

Крайне скудны сведения о железорудной толще Маньгинского участка дают лишь общее представление о самой рудоносной (гимольской) серии и затрудняют ее сравнение с железорудными толщами других районов Карелии.

Осадочно-эффузивные образования нижнего протерозоя обнаруживают широкий диапазон интенсивности метаморфических изменений от бластокластических осадочных пород и автометаморфизованных основных эффузивов с реликтами магматических структур до сланцев (частью гнейсов) и амфиболитов с типичными кристаллобластическими структурами. Однако значительно большая часть из них изменена до стадии зеленых сланцев и эпидото-амфиболитовой фации. Амфиболи-

товая фация имеет более широкое развитие в ранних сериях нижнего протерозоя и во многих случаях связана с воздействием более поздних гранитных интрузий. Мигматизация нижнепротерозойских пород более молодыми гранитами проявляется относительно ограниченно.

### СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Осадочные отложения среднего протерозоя вместе с переслаивающимися с ними диабазовыми эффузивами и пластовыми интрузиями габбро-диабазов залегают в большинстве своем в осевых частях синклинальных структур. Кроме этого, они встречаются в виде то мелких, то более крупных сохранившихся от эрозии изолированных останцов на территории Центральной Карелии, свидетельствуя о былом их обширном распространении.

Они залегают на нижнепротерозойских осадочно-эффузивных толщах или на различного возраста до среднепротерозойских интрузивных, главным образом гранитных породах. При этом весьма характерным для среднепротерозойских толщ является их преобладающее спокойное залегание, которое при общем северо-западном простирании складчатых структур отличается пологими углами падения, обычно не превышающими 20—30°, чем резко подчеркивается структурное несогласие между этими толщами и подстилающими сложно складчатыми более древними образованиями. Лишь в отдельных относительно узких зонах, как например, в восточной части оз. Сег-Озеро, вдоль оз. Елм-Озеро и в других местах, встречаются более интенсивные нарушения с углами падения до 45—60° и больше.

При наличии различных особенностей, которые разрез среднепротерозойских отложений обнаруживает в разных местах и в разных структурных зонах, он отличается рядом общих однообразных и выдержанных почти на всей территории Карелии черт, которые давно отмечаются исследователями термином «кварциты ятулийского типа». Эти особенности разреза среднепротерозойских отложений данного района объединяют их в отдельную, сегозерскую серию, в отличие от Южной Карелии, где отличные по составу (карбонатно-сланцевые) толщи среднего протерозоя выделяются в онежскую серию.

Главную массу среднепротерозойских отложений составляют кластические породы: конгломераты, аркозы, кварциты, кварцито-песчаники, кварцитовые и серицитовые сланцы. Крайне подчиненную роль играют глинистые сланцы и карбонатные породы.

Базальными для этой толщи являются грубообломочные конгломераты, то мономиктовые («гранитные» и «зеленокаменные»), то полимиктовые, нередко отличающиеся своим несортированным «тиллитоподобным» характером и выделенные П. Эскола под названием «сариолийских». Они образуют чрезвычайно прерывистый горизонт то мелких, то более мощных и выдержанных линз, подстилающих аркозы и кварцито-песчаники, вследствие чего последние нередко залегают на досреднепротерозойских породах без базального конгломерата.

Петрографически базальные конгломераты отличаются тем, что обломочный материал в них преимущественно представлен подстилающими или близлежащими породами. В большинстве случаев в галечном материале преобладают граниты и гнейсо-граниты. Местами встречаются исключительно гранитные гальки в мелкообломочном аркозовом цементе за счет тех же гранитов (мономиктовые «гранитные» конгломе-

раты). Вблизи нижнепротерозойских осадочно-эффузивных образований, как правило, увеличивается содержание галек, метаморфизованных эффузивных и сланцевых пород, с образованием господствующего типа полимиктовых конгломератов. Изредка исключительно преобладает зеленокаменный обломочный материал (мономиктовый «зеленокаменный» конгломерат оз. Большозеро). Состав цемента этих конгломератов более пестрый — от серицитового аркоза до полимиктового песчаника, содержащего мелкие обломки различных пород и минералов в промежуточной слюдистой (биотит, серицит) массе. Иногда цемент содержит примесь туфового материала, а также минеральные новообразования, возникшие под влиянием близлежащих более поздних основных пород.

Своеобразные образования представляет собой древняя химическая кора выветривания, встречающаяся в основании серии кварцито-песчаников. Впервые она была выделена А. М. Метцгер (1924) в основании ятулийской кварцито-карбонатно-сланцевой толщи оз. Суо-Ярви. В Центральной Карелии она была установлена Л. Я. Харитоновым (1938, 1941) на гранитах, подстилающих кварцито-песчаники ятулия (сегозерской свиты, по Харитонову) в районах оз. Сег-Озеро и сс. Чебино-Покровское. На базальных (так называемых сариолийских) конгломератах и аркозах, в основании ятулийской толщи такая же кора выветривания была отмечена П. Эскола (1925, 1941, 1948) в районе оз. Селецкое (гора Энингивара) и Х. Вейринен (1938) у с. Падун и на оз. Пейбон-ламби в Медвежьегорском районе. Впоследствии эти «базальные сланцы» были установлены многими исследователями в разных районах Южной и Центральной Карелии.

Возрастное положение этой коры выветривания или образовавшихся за счет ее «базальных сланцев» вызывает разногласия, имеющие принципиальное значение для понимания стратиграфии среднего протерозоя. Так, М. А. Гилярова (1948) считает базальные конгломераты и кору выветривания хотя и не одновременными, но стратиграфически эквивалентными. Л. Я. Харитонов (1938, 1941, 1955) выделяет ее вместе с гранитными конгломератами в основании своей более древней сегозерской системы ятулия, а тиллитоподобные конгломераты с. Чебино, б. рудн. Воронова бора и других мест считает базальными для вышележащей онежской системы ятулия. Согласно представлениям П. Эскола (P. Eskola, 1941, 1948), Х. Вейринен (H. Väyrynen, 1938) и К. О. Кратц (1952 г.), кора выветривания образовалась позднее базальных сариолийских конгломератов и части перекрывающих их грубозернистых аркозов.

Кора выветривания на гранитах отличается тем, что здесь свежий гранит (гнейсо-гранит) постепенно переходит в разложенный гранит, в котором без изменения структуры исходной породы полевые шпаты частично или полностью замещены серицитом и кальцитом. Кварц сохраняет свою первичную форму и составляет «гранитный» скелет химически измененного гранита. Кора выветривания далее сменяется кварцито-песчаником, реже кварцевым конгломератом. Последующими тектоническими процессами этот «выветрелый» гранит нередко превращен в базальный, существенно кварцево-серицитовый сланец.

Аналогичным образом изменены и гранитные гальки в конгломератах. Они, сохранив свою форму, по составу не отличаются от сильно серицитизированного (разложенного) аркозового цемента.

Господствующими среди отложений среднего протерозоя данной территории являются аркозы, кварциты, кварцито-песчаники и серици-

товые сланцы. Нижний член этой серии представлен грубо- и среднезернистыми аркозами, которые в полном разрезе постепенно сменяют подстилающие их базальные конгломераты (Тимофеев, 1935а, в).

Выше в этой серии залегают переслаивающиеся между собой кварцевые конгломераты, аркозы и кварцито-песчаники, кварциты и кварцитовые сланцы. Характерной особенностью этих существенно песчаниковых пород является хорошая сохранность первичных структур и текстур (отчетливая слоистость, в некоторых горизонтах косая слоистость, знаки ряби, поверхности размыва и т. д. и отчетливо сохранившиеся псаммитовые структуры). Только в зонах рассланцевания породы в значительной мере или даже полностью теряют эти первичные признаки и превращены в кварцитовые и серицитовые сланцы.

Минеральный состав пород группы кварцито-песчаников характеризуется главным образом различными количественными соотношениями кварца, полевых шпатов и серицита, а также размером зерен составляющих их минералов.

Наиболее грубозернистыми являются кварцевые конгломераты, в которых кварцевая, редко гранитная, аплитовая или полевошпатовая галька включена в аркозовый или песчаниковый цемент.

Аркозы от грубозернистых до мелкозернистых являются породами существенно полевошпато-кварцевыми с небольшим содержанием серицита. С увеличением количества серицитового цемента они переходят в кварцито-песчаники и, наконец, в серицитовые сланцы. Переходные разновидности наблюдаются от аркозов к сливным кварцитам, состоящим почти из одного кварца. Подчиненную роль играют песчаники с карбонатным цементом, часто встречающиеся в связи с прослоями карбонатных пород.

Породы песчаниковой серии в большинстве своем светлые, белые и серые, в некоторых разновидностях с желтоватым, розоватым, зеленоватым и др. оттенками. Редко встречаются более темноокрашенные разновидности, красные, бурые, темно-серые, почти черные.

Глинистые сланцы образуют маломощные пропластки и слои среди других пород в средней и верхней частях разреза песчаниковой серии. Эти плотные, тонкозернистые породы темного, красного, буровато-красного, коричневого, серого цвета, в тонких прослоях нередко разбиты трещинами усыхания на многоугольники, сцементированные песчаником. К частично раскристаллизованному глинистому веществу в некоторых разновидностях примешивается небольшое количество карбоната и песчанистого материала.

Карбонатные породы на рассматриваемой территории представлены светло-серыми, пестрыми кристаллическими доломитами, реже известняками, приуроченными здесь исключительно к верхам разреза среднепротерозойских отложений, где они встречаются в виде тонких прослоев или маломощных линз среди песчаников.

Эффузивные и интрузивные породы, переслаивающиеся с кварцито-песчаниками, относятся к основным породам спилитового ряда: альбито-актинолитовым метадиабазам, метапорфиритам, метагаббро-диабазам. Иногда отмечаются миндалевидные разности и шаровые лавы.

Для литолого-стратиграфической характеристики среднепротерозойского осадочно-метаморфического комплекса данной территории ниже приводится описание основных разрезов по главным участкам ее распространения.

## Сегозерский участок

Наиболее детально изучен разрез среднепротерозойских образований в районе оз. Сег-Озеро. Эти породы, выходящие по берегам названного озера, образуют широкую мульду и меняют свое простирание в целом параллельно очертаниям озера и падают под пологими углами к середине его. Наблюдающееся местами более крутое падение, как например, на восточном берегу оз. Сег-Озеро (до  $60^\circ$  и более), по-видимому, объясняется более поздними сбросовыми движениями северо-западного направления. Сегозерская синклиналь со всех сторон окружена более древними, нижнепротерозойскими и частью архейскими породами.

Первое подробное описание рассматриваемой толщи было дано в результате исследований, руководимых В. М. Тимофеевым (Низковский и Елисеев, 1927, 1928), обобщенных Н. А. Елисеевым (1929) в виде следующей сводной схемы карельской формации протерозоя (снизу вверх):

Базальные конгломераты	Глинистые сланцы
Аркозовые песчаники	Спилиты
Кварциты	Песчаники и кварциты
Спилиты	Глинистые сланцы
Кварциты, песчаники	Метаморфизованные известняки
Доломиты, известняки	Спилиты

На южном берегу оз. Сег-Озеро, в юго-западном крыле Сегозерской синклинали эти образования были детально изучены и расчленены Л. Я. Харитоновым (1938), установившим для них следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Выветрелый гранит (кора выветривания) с полевым шпатом, сильно замещенным серицитом, кальцитом, частью мусковитом, вниз переходит в неизменный крупнозернистый плагиомикроклиновый гранит	—
2. Кварцевый конгломерат с галькой кварца и кварцевый песчаник в грубозернистом серицито-кварцитовом цементе	10—12
3. Белые и зеленовато-серые грубозернистые кварциты с серицитовым цементом. Вверху маломощные прослои мелкозернистого сначала белого, затем красного песчаника. Часто косая слоистость. Наблюдаются пропластки серых глинистых серицитовых сланцев (до 10 см) и более мощные (до 2 м) пласты красных глинисто-серицитовых сланцев	70
4. Белые тонкозернистые кварциты с кварцевым цементом, вверху тонкослоистые, внизу сливные	120
5. Серые грубозернистые кварцевые песчаники с цементом из серицита, карбоната и окислов железа. Вверху прослойки и обломки глинистого сланца. Хорошо выражена косая слоистость	80
6. Серые грубозернистые песчаники и галечники с мелкой галькой кварца и глинистого сланца	24
7. Эффузивные мандельштейновые и порфириновые метадиабазы	30—200
8. Серые грубозернистые кварцевые песчаники с отчетливой косой слоистостью и нередко обломками и галькой серых глинистых сланцев	38
9. Эффузивные альбито-рогообманковые диабазы и метапорфириты, местами шаровые лавы	150—200
10. Серые грубозернистые кварцевые песчаники с мелкочешуйчатым серицитовым цементом и многочисленными пропластками (0,5 м) коричневых глинистых сланцев. В последних часто наблюдаются волнопробойные знаки и косая слоистость	60
11. Перемежающиеся белые и красные песчаники с доломитовым цементом и тонкими пропластками доломита. В верхних слоях в песчаниках наблюдаются многоугольники усыхания. Перекрывается конгломератом с пластинчатой галькой глинистого сланца в доломитовом цементе	55

Общая мощность осадочных пород (без диабазовых покровов) 460 м.

По простиранию на западном берегу оз. Сег-Озеро выше горизонта 6 появляется прослой кварцевого конгломерата мощностью 10—15 м. Мощность же горизонта 8 увеличивается до 100 м.

Своеобразные конгломераты из обломков глинистого сланца и доломитового цемента Л. Я. Харитонов считает основанием вышележащей карбонатной толщи, к которой относятся серые, пестрые кварцевые (песчанистые) доломиты о-ов Северин-саари в южной части оз. Сег-Озеро. На о-ве Дюльмяки (Восточный берег оз. Сег-Озеро) Н. А. Елисеев (1928) среди песчаников и глинистых сланцев отмечает прослой доломитов мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров. Этот разрез дополняется базальными существенно гранитными конгломератами, которые появляются в основании описанной кварцито-песчаниковой толщи в этом же районе южнее с. Карельская Масельга (Елисеев, 1929; Тимофеев, 1935; Зильбер, 1954 г.), а также соответствующими им гранитными и полимиктовыми конгломератами северо-западного побережья и Каличьих островов оз. Сег-Озеро (Шмыгалев, 1940 г.; Гилярова, 1948; Кратц, 1949 г.; Кадырова и Миндлина, 1954 г.), мощность которых определяется в несколько десятков метров.

Разрез перекрывающей базальные конгломераты кварцито-песчаниковой толщи северо-западного побережья оз. Сег-Озеро изучен менее детально. Все же имеющиеся данные позволяют судить о его большом сходстве с вышеописанным разрезом. Мощность данной толщи определяется в 550—600 м (Шмыгалев, 1940 г.).

#### Елмозерский участок

Среднепротерозойские отложения широко распространены в районе оз. Елм-Озеро, где они образуют узкую линейную синклиналиную структуру северо-западного простирания, крылья которой выступают по обоим берегам упомянутого озера. Пологое падение на северо-восток под углами 15—20° в юго-западном крыле становится более крутым (до 45—60°) в осевой части, а затем сменяется столь же крутым юго-западным падением в северо-восточном крыле. Складчатая структура нарушена осевыми разломами.

Наибольшая мощность кварцито-песчаниковой толщи встречается в средней части Елмозерской синклинали, где устанавливается следующая последовательность основных типов пород (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Базальные полимиктовые конгломераты с галькой гранитов, аплита, метаморфизованных основных эффузивов и зеленых сланцев и полимиктовым сильно слюдистым цементом . . . . .	0,90
2. Светло-серые с зеленоватым оттенком слоистые среднезернистые слоистые аркозы, иногда с небольшим содержанием карбоната. В основании местами маломощный прослой кварцевого конгломерата . . . . .	125
3. Светло-серые тонкослоистые мелкозернистые аркозы с большим содержанием серицитового цемента . . . . .	25
4. Светло-серые, иногда с розоватым оттенком мелкозернистые аркозы, местами со знаками ряби . . . . .	70
5. Белые мелкозернистые сливные кварциты . . . . .	25
6. Светло-серые мелкозернистые аркозы и кварцито-песчаники, в средней части тонкослоистые. Цемент сверху серицитовый, а в нижней части пласта — кварцево-серицитовый с небольшим содержанием карбоната . . . . .	125

	Мощность в м
7. Белые слоистые мелко- и среднезернистые сливные кварциты	50
8. Светло-серые грубозернистые кварцито-песчаники с серицитовым цементом	55
9. Плотные серые глинистые сланцы, тонко переслаивающиеся со светлыми мелко и среднезернистыми кварцито-песчаниками. В глинистых пропластках часты трещины усыхания и обломки сланцев в песчанике	около 30
10. Грубозернистые кварцито-песчаники, переслаивающиеся с прослоями мелкозернистых кварцитов	30—70

В самой верхней части разреза появляются кварцевые песчаники с карбонатным цементом, содержащие прослои и линзы известняков и доломитов мощностью от 2—3 до 20—25 м.

Общая мощность видимой части разреза определяется в 500—550 м.

В отличие от сегозерского разреза, здесь отсутствуют грубозернистые породы и кварцевые конгломераты, а глинистые сланцы приурочиваются главным образом к верхней части толщи. В Елмозерской толще присутствуют интрузивные габбро-диабазы.

Далее на северо-запад в этой же Сегозерско-Ругозерской синклинальной структуре в низовьях р. Чирка-Кемь среднепротерозойские отложения имеют тот же общий характер, но здесь отсутствуют базальные конгломераты и глинистые сланцы. Вместе с тем, увеличивается общая мощность толщ, достигающая 750—800 м (Кратц, 1949 г.).

Разрез среднепротерозойских отложений Маслозерско-Колонгозерской синклинальной структуры очень сходен с таковым оз. Елм-Озеро и р. Чирка-Кемь с теми же отличиями от Сегозерского разреза. Однако здесь полностью отсутствуют карбонатные породы, известные в верхах предыдущих разрезов, что, возможно, является следствием последующих процессов эрозии. Установленная мощность данного разреза от 400—450 м в районе оз. Масл-Озеро (Перевозчикова, 1947 г.) увеличивается до 900—1000 м в районе оз. Тикш-Озеро северо-западнее с. Реболы (Перевозчикова, 1948 г.).

#### Чинозерско-Янгозерско-Селецкий участок

Одна из наиболее широких площадей распространения среднепротерозойских отложений Центральной Карелии находится в пределах Янгозерской синклинали (мульды), представляющей собой серию пологих складок северо-западного простирания.

В северной части синклинали, восточнее оз. Селецкого, эти отложения через базальные конгломераты налегают на вышеописанные нижнепротерозойские филлитовидные сланцы (район с. Паданы). Западнее и южнее нижнепротерозойские образования описанного типа не развиты. Так, например, в юго-восточной части синклинали (у оз. Совд-Озеро и с юго-запада на Гимольском участке) в основании кварцито-песчаниковой толщи среднего протерозоя, кроме широких полей разновозрастных гранитоидов и их мигматитов, залегают кристаллические сланцы гимольской серии. Северо-западнее главного поля среднего протерозоя встречаются останцы среднепротерозойских базальных конгломератов, также залегающих на породах гимольской серии и содержащих обломки последних (оз. Арянукс и др.)

Сегозерская серия представлена здесь характерными для среднего протерозоя конгломератами, аркозами, подчиненными им кварцитами и глинистыми сланцами. Разрез данной серии (Кратц и Мельбаум,

1958 г.) при общем выдержанном характере подвержен некоторым горизонтальным фаціальным изменениям, заключающимся главным образом в том, что в восточной части последней больше развиты грубообломочные отложения, чем в западной части ее. Так, например, полимиктовые конгломераты, имеющие относительно выдержанное распространение в северо-восточном крыле синклинали и в северо-западной части в области ее кульминации, отсутствуют на юго-западном и южном краях ее, где вышележащие аркозы залегают непосредственно на более древних, нижнепротерозойских и архейских образованиях. Аналогичным образом кварцевые конгломераты имеют значительно более мощное развитие в восточной части этой структуры, чем в западной части ее. Верхние горизонты данной серии имеют более однородный характер по всей рассматриваемой площади.

Для среднепротерозойской осадочно-метаморфической серии западной и центральной частей Чинозерско-Янгозерско-Селецкого участка устанавливается следующий общий литолого-стратиграфический разрез (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Полимиктовые конгломераты с галькой гранитов, гнейсо-гранитов, габбро-диабазов и зеленокаменных сланцев в полимиктовом сильно слюдистом сланцеватом цементе	более 50
2. Зеленовато-серые среднезернистые, частью крупнозернистые аркозы, местами с небольшим содержанием серицита и хлорита	80—90
3. Переслаивающиеся кварцевые конгломераты, крупно и мелкозернистые аркозы и глинистые сланцы с мощностью слоев от 10 см до 1—2 м. Характерно наличие косослоистых слоев с участием всех указанных пород, а также трещин высыхания в тонких прослоях глинистых сланцев, местами с образованием сингенетической брекчии (обломков сланца в аркозе)	60
4. Однородные светло-серые мелкозернистые и серицитовые кварцито-песчаники со слабо выраженной тонкой слоистостью. В верхней части горизонта породы обогащаются кварцем и переходят в кварцитовидные аркозы (5 м), составляющие разновидность, переходную в вышележащие кварциты	около 200
5. Светло-серые тонкослоистые средние и мелкозернистые кварциты местами с редкими тонкими прослойками мелкозернистого аркоза	200—220
6. Серые и желтовато-серые мелкозернистые аркозы с подчиненными им прослоями буровато-красных глинистых сланцев мощностью 3—4 м, местами тонко переслаивающихся с крупнозернистым аркозом	не менее 200

Базальные конгломераты этого разреза, находящиеся у оз. Музозеро и к северу от него, южнее по западному краю синклинали не встречены. Здесь аркозы второго горизонта налегают непосредственно на более древние граниты. Более выдержанное развитие базальные конгломераты имеют по восточному краю этого участка, где они известны от оз. Ломчозеро (северо-восточнее оз. Янгозеро) до оз. Селецкого. У оз. Ломчозеро конгломераты имеют полимиктовый состав из галек гранита, гнейсо-гранита, пегматита, кварца, реже аплита, гнейса, зеленых и серицитовых сланцев в сером, темно-сером, большей частью осланцованном аркозовом цементе. Мощность их здесь не менее 80 м. К северу состав их меняется и восточнее и юго-восточнее оз. Селецкого они становятся мономиктовыми «гранитными» конгломератами.

В районе оз. Ломчозеро сменяющий полимиктовые конгломераты второй горизонт (в отличие от вышеописанного) представлен серыми и темно-серыми среднезернистыми биотитовыми (местами пиритовосодержащими) аркозами мощностью не менее 100 м, содержащими многочисленные прослои и линзы полимиктового конгломерата мощностью 0,1—1,5 м.



Своеобразной чертой третьего горизонта западной и центральной части данного участка является присутствие наряду с кварцевыми конгломератами и аркозами многочисленных прослоев глинистых сланцев мощностью 0,1—2 м. Характерно также наличие резких контактов между слоями нередко со следами размыва на поверхностях напластования, что указывает на крайне прерывистый характер условий образования этих отложений.

На восток литологический состав этого горизонта несколько меняется и породы, слагающие его, становятся более грубокластическими. Восточнее оз. Янгозеро в нем полностью исчезают глинистые сланцы. Преобладающие здесь кварцевые конгломераты, переслаивающиеся с слюдястыми аркозами, достигают необычной в Карелии для такого типа отложений мощности — около 200 м (видимая часть).

Близкой по стратиграфическому положению и составу к описанному третьему горизонту восточной части данного участка является конгломерато-аркозовая толща оз. Пизанец (северная часть Янгозерской синклинали). Здесь, по данным Г. Т. Макеенко (1948 г.), кварцевые конгломераты и аркозы, достигающие мощности в 350 м, многократно переслаиваются между собой, в верхней части толщи, образуют мощные косослоистые слои. Эта толща перекрывается горизонтом мелкозернистых аркозов и в основании подстилается корой выветривания гранитов мощностью 15—20 м.

Верхние горизонты довольно однородны по всей площади данного участка.

Суммарная мощность установленного разреза среднепротерозойских метаморфизованных осадочных пород Янгозерской мульды определяется в 800—1300 м.

Эффузивные породы имеют локальное развитие в центральной и юго-восточной частях участка, где они представлены метадиабазами, метапорфиритами и метамандельштейнами, залегающими среди аркозов второго горизонта и местами на контакте третьего и четвертого горизонтов.

Вся серия прорвана метагаббро-диабазами, образующими силлы, согласные с осадочными породами, частью же межформационные интрузии по периферии и дайковые тела по продольным разломам в осевых частях синклиналей.

#### Лубосалмский участок

Во многом аналогичный описанному разрез среднепротерозойских отложений устанавливается дальше на западе в Лубосалмской синклинали. Последняя вытянута в северо-западном направлении и состоит из ряда складок с падением крыльев под пологими и средними углами. С северо-востока и частью юго-запада синклиналь ограничена тектоническими зонами. С юго-запада среднепротерозойские отложения подстилаются архейскими гнейсо-гранитами и массивными нижнепротерозойскими гранитами с голубоватым кварцем. По данным бурения, в основании толщи установлены те же нижнепротерозойские граниты, содержащие ксенолиты полосчатых магнетитовых кварцитов типа гимольских рудных кварцитов, что свидетельствует о вероятном наличии пород железорудной формации в основании Лубосалмской синклинали.

В частях осевой кульминации структуры на северо-западе и юго-востоке выступают грубообломочные конгломераты, которые перекрываются мощной серией аркозо-кварцитовых пород.

Разрез толщи среднего протерозоя Лубосалмской синклинали представляется в следующем виде (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Гранитные конгломераты, состоящие из крупных галек и валунов гнейсо-гранита, лейкократового массивного гранита с голубоватым кварцем, пегматита и аплита, включенных в подчиненный по объему крупнозернистый аркозовый цемент. Изредка присутствуют гальки кварца, амфиболита и амфиболо-биотитового сланца и в единичных случаях темно-серой кварцитовидной породы. Местами в конгломерате встречается средне- или мелкозернистый аркозовый цемент с редкой крупной галькой и валунами гранитов. Сортировки обломочного материала не наблюдается	100
2. Светлые, розовато-серые крупно- и грубозернистые аркозы с редкой галькой кварца, количество которых увеличивается в верхней части горизонта. Встречаются подчиненные прослои мелко- и среднезернистых разновидностей	не менее 250
3. Светло-серые и розовато-серые среднезернистые аркозы нередко с маломощными (до 1 м) прослоями мелкозернистых и крупнозернистых разновидностей, часто хорошо выражена косяя слоистость. К основанию аркозы обогащаются кварцевой галькой и переходят в крупные линзы кварцевых конгломератов с аркозовым цементом (до 20 м)	20—45
4. Серый, грубый гетерозернистый кварцит, местами переходящий в мелкогалечный кварцевый конгломерат	0—20
5. Серые мелко- и среднезернистые, тонко и грубослоистые кварциты, в нижней части переслаивающиеся с мелкозернистыми аркозами (мощность прослоев до 50 м); в верхней части кварциты более однородны и более темного цвета	300
6. Светло-серые, желтовато-серые, мелкозернистые, тонкослоистые аркозы и кварцево-полевошпатово-серицитовые сланцы	100
7. Серые и темно-серые, тонкослоистые, средне- и мелкозернистые сливные кварциты	50
8. Серые, мелкозернистые, слоистые, богатые кварцем (кварцито-видные) аркозы с подчиненными (до 1 м) прослоями сливного кварцита	не менее 100

Суммарная мощность установленной части разреза толщи среднего протерозоя достигает 900—1000 м.

Описываемая толща прорывается силлами и дайками альбито-роговообманковых габбро-диабазов мощностью в несколько десятков метров.

Близкое сходство разрезов среднего протерозоя участков с Лубосалмы и озер Янгозеро, Селецкое несколько нарушается присутствием глинистых сланцев в составе последнего.

### Юго-Западный район

Юго-Западный район располагается к востоку от озер Ведло-Озеро и Шот-Озеро. Северная граница его приблизительно проходит по 62°15' в. ш. На юго-запад он прослеживается до Туломозерского участка развития протерозойских пород, располагающегося на стыке Западно-Карельской и Восточно-Финляндской синклинорных зон. На северо-западе рассматриваемый район граничит с Восточно-Финляндской антиклинорной зоной.

В пределах Юго-Западного района осадочные и магматические породы протерозоя прагают отдельные изолированные участки. Наиболее крупный из них приурочен к участку озер Ведло-Озеро и Кивач.

Первые систематические исследования восточной части этого района производились В. М. Тимофеевым (1923) в связи с составлением 40 листа 10-верстной геологической карты. В период 1932—1934 гг. отдельные

участки его изучались Г. М. Виноградовой, Ю. С. Желубовским, П. К. Коровиным и др.

Западная, наибольшая часть этого района до 1940 г. исследовалась финскими геологами (Metzger, 1924).

Систематическое изучение всего района в целом было начато с 1948 г. в связи с поисковыми и разведочными работами на серный колчедан. Характеристика протерозойских пород рассматриваемого района дана отдельно для участков оз. Кивач — оз. Ведло-Озеро — оз. Шот-Озеро и оз. Суо-Ярви.

## НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

### Участок озер Кивач—Ведло-Озеро—Шот-Озеро

Нижнепротерозойские образования, к которым приурочены месторождения серного колчедана (Хаутоварское, Нялмозерское, Ведлоозерское и др.), образуют полосу изменчивой ширины, простирающуюся в почти меридиональном направлении от оз. Ведло-Озеро до оз. Кивач. Общая протяженность ее составляет около 75 км, максимальная ширина (в районе Хаутоварского месторождения) 13—14 км. Южный конец данной полосы зажат между двумя массивами гранитов рапакиви. С запада она граничит с архейскими гранито-гнейсами, а с востока с нижнепротерозойскими гранитоидами.

Согласно данным ряда исследователей, структура характеризуемого участка рассматривается как сложная синклиальная складка меридионального простирания. Супракрустальные породы, слагающие ее, имеют крутое, почти вертикальное падение и прорваны согласно залегающими вытянутой формы интрузиями основных, ультраосновных пород. Последние процессами метаморфизма местами превращены в хлорито-амфиболовые, талько-хлорито-амфиболовые, серпентино-хлоритотремолитовые и карбонато-хлорито-тальковые сланцы. Осадочно-вулканогенные образования также прорываются нижнепротерозойскими гранитоидами, в главной массе приуроченными к их восточному контакту.

Основание нижнепротерозойской супракрустальной толщи не установлено. Возможно, к более древним образованиям, как отмечает В. И. Робонен (1958 г.), относятся гнейсо-гранодиориты, развитые вдоль западного контакта этой толщи. Ранее данные породы рассматривались как более молодые (Миндлина, 1949 г.).

Стратиграфическое положение осадочно-вулканогенной толщи определяется тем, что она прорывается гранодиоритами и гранитами, а породы, слагающие ее, содержатся в виде ксенолитов в этих гранитоидах. По данным А. А. Миндиной (1949 г.), последние в районе сел Костамукса и Ахвенваара встречены в виде гальки в среднепротерозойских конгломератах.

Преобладающее распространение в составе этой толщи имеют основные эффузивные породы, представленные метадиабазами, метадиабазовыми порфиридами и мандельштейнами, а также связанные с ними зеленые сланцы и отчасти амфиболиты. Подчиненное значение имеют порфиры. В относительно небольшом количестве развиты различные парасланцы.

Пестрота литологического состава и частая смена одних пород другими как по простиранию, так и по падению позволяют дать сводный литолого-стратиграфический разрез нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных образований данного участка лишь в общем виде.

Низы разреза рассматриваемой толщи в основном сложены парапородами. Разнообразные магматические образования, наблюдающиеся в различных частях разреза, преобладающее распространение имеют в верхней части толщи. В нижней части ее развита пачка, преимущественно сложенная биотито-амфиболовыми, гранато-биотитовыми плагиосланцами, порфиробластическими и сланцеватыми амфиболитами и биотито-амфиболовыми кварцитами, иногда содержащими магнетит. Подчиненное значение в ее составе имеют графито-серицитовые и другие разновидности сланцев, обычно образующие небольшой мощности пропластки. Данная пачка, тяготеющая к краевой части характеризуемой синклинальной структуры, распространена к западу и северо-западу от Хаутоварского месторождения и к западу от озер Нялмозеро и Ведло-Озеро. Отдельные прослои, сложенные отмеченными сланцами, наблюдаются среди зеленокаменных пород, что, вероятно, обусловлено сложноскладчатым строением этой толщи.

По данным С. М. Бреслер (1955), эта пачка в районе Хаутоварского месторождения (скважина 138) характеризуется следующим разрезом (сверху вниз):

	Мощность в м
1. Метадиабазы, местами рассланцованные . . . . .	—
2. Актинолитово-доизитовые плагиосланцы . . . . .	10
3. Полосчатые (слоистые) амфиболовые кварциты. Отдельные прослои представлены биотито-амфиболовыми, эпидото-амфиболовыми и гранато-биотитовыми сланцами, порфиробластическими амфиболитами, местами содержащими немного магнетита, кварцитами и пироксеновым скарном. Мощность прослоев от 1—1 мм до 5—20 см. Местами наблюдается вкрапленность и жилки сульфидов . . . . .	113
4. Мелкозернистые рассланцованные амфиболиты . . . . .	32,2
5. Гранато-амфиболо-биотитовые, амфиболовые, доизито-биотитовые и графито-серицито-кварцевые сланцы, пироксеновые скарны и кварциты. Наблюдаются прослои графито-серицито-кварцевых сланцев, иногда с вкрапленностью и прожилками сульфидов . . . . .	33,3
6. Слабо графитизированные филлитовидные сланцы с прослоями вторичного кварцита мощностью от 2 до 20 мм . . . . .	3,95
Переслаивающиеся вторичные кварциты (1—2 см), амфиболовые, хлорито-актинолитовые, доизито-биотитовые, плагиосланцы (0,5—40 см) . . . . .	11,0
7. Филлитовидные серицито-кварцевые, хлорито-кварцевые, серицито-хлоритовые и биотито-серицито-кварцевые плагиосланцы . . . . .	7,10
8. Биотито-амфиболовые сланцы с тонкими кварцевыми прослойками . . . . .	1,25
9. Амфиболиты . . . . .	—

Для южной части полосы, по данным М. Е. Зильбера (1957 г.), разрез пачки следующий (сверху вниз):

	Мощность в м
1. Кварцево-биотитовые сланцы, частью с графитом и маломощными прослоями амфиболовых парасланцев (1 см) и графитистых сланцев . . . . .	10—20
2. Полосчатые магнетито-амфиболовые кварциты (сланцы) с прослоями кварцево-биотито-серицитовых сланцев мощностью 1—5 мм . . . . .	10—15
3. Кварцево-биотитовые и кварцево-биотито-хлоритовые сланцы, частью с графитом и гранатом, с маломощными прослоями (1—5 мм) амфиболовых сланцев и магнетито-амфиболовых кварцитов (сланцев) мощностью 2—3 мм . . . . .	30—50
4. Амфиболовые сланцы, частью с гранатом и биотитом (парасланцы, частично ортосланцы) с маломощными прослоями графито-кварцево-биотитовых и гранато-кварцево-биотитовых сланцев . . . . .	10—40
5. Биотитовые плагиосланцы, частично с гранатом, переходящие по простираанию в кварцево-серицитовые сланцы с графитом и прослоями (2—2 м) амфиболовых сланцев . . . . .	20—15

	Мощность в м.
6. Кварцево-серицитовые сланцы, частью с графитом, с прослоями графитистых кварцево-серицитовых сланцев, сланцеватых слюдястых мраморов (2 м) и маломощными прослоями вкрапленных пиррогиновых руд (0,5—10 м) и графитистых сланцев	10—15
Кварцево-биотитовые сланцы, частично с графитом и гранатом, переходящие в гранато-биотитовые плагиосланцы	20—40

К западу от массива Хюрсюля распространены ставролитсодержащие биотитовые, биотито-амфиболовые и биотито-хлоритовые сланцы и гнейсы, местами с реликтами бластокластических структур. Возможно, данные породы представляют собой базальные образования рассматриваемой толщи нижнего протерозоя.

Среди пород описываемой пачки характерно наличие полосчатых магнетито-амфиболовых и биотит-амфиболовых сланцев и кварцитов. Эти сланцы и кварциты представляют собой тонкополосчатые породы, состоящие из прослоев мощностью от нескольких миллиметров до 10—15 см, обогащенных амфиболом или кварцем. Совместно с последним в подчиненном количестве развиты амфибол, биотит и хлорит, а в районе Няльмозерского месторождения также магнетит. Мощность магнетитсодержащих прослоев варьирует от 10—15 мм до 15—30 см. Магнетит образует или редкую вкрапленность или тонкие мощностью 0,5—1 мм прерывистые прослойки. В аналогичных породах в районе Хаутоварского месторождения магнетит наблюдался редко и в ничтожных количествах. Из рудных минералов также установлен пирротин, который распределен неравномерно.

Амфиболсодержащие сланцы характеризуются наличием зеленого амфибола, образующего вытянутой формы кристаллы, имеющие линейное распределение. В переменных количествах присутствуют олигоклаз или олигоклаз—андезин, биотит, обычно развивающийся по амфиболу, гранат и доизит. Изредка наблюдаются лейкоксен, сфен и рутил.

Амфиболиты образуют прослой среди сланцев. Амфибол в них представлен обыкновенной роговой обманкой или актинолитом. Характерным для амфиболитов является повышенное содержание лейкоксена, что дает возможность предполагать магматическое происхождение этих пород.

Характеризуемые породы содержат тонкие жилки и гнездообразные выделения кварца, в которых наблюдается мелкая вкрапленность пирротина и халькопирита.

Вышезалегающая вторая пачка сложена графито-серицитовыми, серицито-кварцевыми, серицитовыми и графитистыми филлитовидными сланцами, перемежающимися с основными эффузивами.

По данным Г. О. Глебовой-Кульбах (1951 г.) и М. Е. Зильбер (1955 г.), разрез этой пачки для окрестностей Хаутоварского и Няльмозерского месторождений имеет довольно однообразное строение и характеризуется преимущественным переслаиванием сланцев, в различных количествах содержащих кварц, серицит, графит и хлорит. Мощность отдельных прослоев обычно до 5 м и как исключение достигает 30—35 м (район оз. Няльмозеро). Амфиболиты в этой пачке имеют подчиненное значение на участке Хаутоварского месторождения, тогда как на участке Няльмозерского месторождения они наблюдаются в большем количестве, образуя пласты мощностью до 80 м. Местами на этом участке встречаются разновидности сланцев, содержащих гранат.

Окраска сланцев варьирует от серой до почти черной в зависимости от содержания графита, который присутствует в количестве от ничтож-

ной примеси до 60—70%. Характерными для этих пород являются тонкоплитчатая текстура и шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости. Иногда в них наблюдаются реликты бластопелитовой и бластоалевролитовой структур, которые, как и характер развития графита, свидетельствуют об образовании данных сланцев в результате метаморфизма песчано-глинистых отложений, в различных количествах содержащих углистое вещество. Местами сланцы сильно окварцованы и в них в переменных количествах наблюдаются хлорит и сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит).

Рудные залежи приурочены к серицито-кварцевым и кварцево-серицитовым сланцам, содержащим несдвойникованный плагиоклаз, образование которых упомянутые исследователи связывают с плагиопорфирами. Однако тесная территориальная связь и близкий минералогический состав обеих отмеченных групп сланцев позволяют предполагать первично осадочное происхождение всех сланцев.

В пределах Шуйского участка Хаутоварского месторождения установлены рассланцованные кварцито-песчаники, которые прослежены на протяжении 650 м в виде тела, согласно залегающего с окружающими его породами. Наибольшая мощность этих пород 35 м. В восточной части кварцито-песчаники контактируют с плагиопорфирами и порфироидами, в западной — с графито-серицито-кварцевыми сланцами. Повидимому, эти кварцито-песчаники являются более молодыми по отношению к сланцам. Они секутся жилами диабазов и порфиритов.

Структура кварцито-песчаников бластосаммитовая. Они состоят в основном из угловато окатанных вытянутой формы зерен кварца и небольшого количества плагиоклаза и микроклина. Цемент их мелкозернистый, сложен кварцем и серицитом. В ряде случаев в кварцито-песчаниках был установлен кианит.

В верхах разреза характеризуемого нижнепротерозойского комплекса установлены метаморфизованные основные эффузивы, имеющие почти сплошное развитие в северной части рассматриваемого участка (р-н сел. Чалка).

Наименее метаморфизованные разновидности основных вулканитов представлены метадиабазами и метадиабазовыми порфиритами и мандельштейнами. Широко распространены зеленые сланцы, среди которых выделяются эпидото-хлоритовые, цоизито-актинолитовые и другие разновидности. По данным Г. О. Глебовой-Кульбах, в районе Хаутоварского месторождения основные породы местами образуют жилы, секущие графитсодержащие парасланцы.

Для основных эффузивов характерны бластоофитовая и бластопорфировая структуры и иногда миндалекаменная текстура. Они в основном сложены актинолитом и альбитом. Подчиненное значение имеют хлорит, биотит, эпидот, цоизит, карбонат и рудные минералы, содержание которых варьирует. Порфириты отличаются от других разновидностей основных пород более мелкозернистым строением основной массы, на фоне которой выделяются редкие порфиновые вкрапленники альбита. Мандельштейны содержат миндалины, выполненные хлоритом, эпидотом, кварцем и карбонатом.

Широко распространены зеленые сланцы, образование которых обусловлено процессами метаморфизма упомянутых выше эффузивов. Сланцы образуют или узкие зоны или имеют довольно широкое площадное распространение. Это обычно тонкорассланцованные зеленого цвета

породы, в различных количествах содержащие эпидот, цоизит, хлорит, актинолит и карбонат. Подчиненное значение имеют амфиболиты.

Плагипорфиры и связанные с ними порфиroidы и сланцы обычно имеют согласное залегание с окружающими породами — графитсодержащими парасланцами и основными вулканитами, и только местами наблюдались в виде жил среди этих пород. В свою очередь порфиры и порфиroidы прорезаются жилами пегматита и плаггиомикроклинового гранита.

Г. О. Глебова-Кульбах указывает на постепенные переходы от плаггиопорфиров через порфиroidы к кварцево-серицитовым и серицито-кварцевым сланцам, иногда в небольшом количестве содержащим хлорит.

Плаггиопорфиры — светло-серые, почти афанитовые породы, в которых иногда невооруженным глазом различимы вкрапленники серого или зеленоватого плаггиоклаза и светлого или голубоватого кварца. Структура их бластопорфировая. Основная масса с микрогранобластовой или микролепидобластовой структурами состоит из кварца, подчиненного количества плаггиоклаза, серицита, цоизита, биотита, кальцита, рудного минерала, иногда лейкоксена. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и турмалином. Содержание вкрапленников варьирует от 15 до 25% и в отдельных случаях до 50—60%. Размеры их в поперечнике обычно не превышают 0,5—1,5 мм и только местами достигают 3—4 мм. Плаггиоклаз вкрапленников представлен альбит — олигоклазом. Местами рассматриваемые породы катаклазированы и в них развивается вторичный микроклин.

Порфиroidы — это тонко- и груборассланцованные породы, характеризующиеся линейным расположением вытянутой формы вкрапленников плаггиоклаза и кварца. Нередко наблюдается полное замещение плаггиоклаза серицитом. Иногда порфиroidы сильно катаклазированы и прорезаются жилами кварца, альбита и микроклина.

Сланцы, генетически связанные с порфирами, содержат несдвоенный альбит — олигоклаз, кварц и серицит. Второстепенное значение имеют хлорит, биотит, мусковит, эпидот, цоизит, сульфиды, реже ильменит и титаномagnetит. В некоторых разновидностях хлорит приобретает роль породообразующего минерала. Структура сланцев гранолепидобластовая или лепидобластовая.

Характерным для данных сланцев является наличие вкрапленников или прожилков пирита, пирротина и реже сфалерита и халькопирита. Жилки, сложенные рудными минералами, часто имеют секущий характер по отношению к вмещающим породам.

В северо-восточной краевой части рассматриваемой полосы кварцевые порфиры и контактирующие с ними метадиабазы сильно рассланцованы. Мощность зоны рассланцевания 30—75 м, протяженность до 325 м. В центральной части этой зоны кулисообразно расположены две крупные залежи и несколько более мелких пирито-пирротиновых руд. Рудные тела имеют форму крутопадающих линз и залегают согласно с вмещающими породами. Преобладающим типом руды является сплошная пиритовая, слагающая центральную часть рудных тел, тогда как в бортах развиты вкрапленные и полосчатые руды. Кроме главных рудных минералов — пирита и пирротина, — в небольших количествах наблюдаются халькопирит и сфалерит.

На контакте с рудными телами отмеченные выше сланцы несут следы воздействия гидротермальных растворов, проявляющиеся в образовании плаггиоклазово-хлоритовых и плаггиоклазово-хлорито-турмалино-

вых пород и вторичных кварцитов. Последние наблюдались в виде узких зон на различных глубинах.

Вторичные кварциты в основном состоят из кварца, образующего зерна причудливой формы. Подчиненную роль в них играют хлорит, серицит, биотит, ортит, турмалин, рутил, сфен и сульфиды. Суммарное количество последних не превышает 10%. В кварцитах иногда наблюдались жилки альбита, редко цоизита. Образование этих кварцитов обусловлено вторичным окварцеванием милонитизированных плагиопорфиров.

В обнажении вблизи ст. Хаутовара был встречен конгломерат (размеры обнажения его  $9 \times 3$  м), сложенный гальками величиной от 0,5 до 15 см, сцементированными темно-серой с зеленоватым оттенком основной массой. Форма галек различная — округлая, овальная и продолговатая. Состав галек разнообразный. Они представлены основными породами, кварцитами, диоритами и гранодиоритами. Цемент мелкозернистый, обогащен амфиболом.

С северо-востока конгломераты окаймляются рассланцованными метадиабазами и с юго-востока — полосчатыми кварцево-альбито-биотитовыми сланцами. Конгломераты секутся жилой габбро-диабазы мощностью 0,1—0,35 м. Предположительно они относятся к базальным образованиям среднего протерозоя.

К востоку от рассмотренной выше полосы на перешейке между озерами Шот-Озеро и Сям-Озеро (район с. Улялеги) распространены кварцево-биотитовые амфиболовые и другие сланцы, прорываемые гранитами рапакиви.

Кварцево-биотитовые разновидности их в основном состоят из биотита и кварца, присутствующих в различных количествах, иногда наблюдаются гранат и олигоклаз. В подчиненных количествах развиты альбит, мусковит и серицит и в ничтожных хлорит и цоизит. Акцессорные минералы представлены апатитом и титаномagnetитом. Разновидности сланцев, содержащих гранат, образуют иногда линзы.

Амфиболовые сланцы представлены кварцево-актинолитовой, актинолитовой, актинолито-альбитовой и актинолито-хлоритовой разновидностями. Они образуют мелкие тела среди биотитовых сланцев, а также самостоятельные площади. Иногда среди сланцев наблюдаются маломощные пропластки, состоящие из графита, кварца и небольшого количества мусковита. Для этих сланцев характерна богатая вкрапленность пирита. Ю. С. Желубовский, изучавший район с. Улялеги, относил их к карельской формации, указав при этом на некоторое сходство их со сланцами района оз. Туломозеро и с. Питкяранта (ладожская серия). Вместе с тем амфиболовые сланцы аналогичны сланцам района озер Ведло-Озеро и Кивач, к которым они территориально тяготеют.

Нижнепротерозойский комплекс района озер Кивач — Ведло-Озеро, как это отмечается многими исследователями, по своим литолого-стратиграфическим особенностям может быть сопоставлен с нижнепротерозойским комплексом Выгозерского участка (Восточно-Карельская синклиновая зона). В разрезах обоих этих комплексов выделяется нижняя спилито-кератофиро-сланцевая толща с характерным для нее пирито-пирротинным оруденением и верхняя существенно диабазовая толща. В пределах Восточно-Карельской синклиновой зоны обе эти толщи соответственно выделены в парандовскую и тунгудско-надвоицкую серии нижнего протерозоя. По представлениям некоторых исследователей (Переvozчикова, 1957 и др.), аналогичное расчленение нижнепротерозоя



войских образований можно сделать и для рассматриваемого района. Однако геологические соотношения этих толщ пока еще недостаточно изучены. Поэтому в настоящей статье эти две толщи рассматриваются в составе одного осадочно-вулканогенного комплекса, который условно отнесен к парандовской серии.

Некоторой отличительной чертой нижнепротерозойских образований района озер Кивач-Ведло-Озеро является наличие в составе их (в нижней части разреза) магнетитамфиболовых кварцитов, что в известной степени сближает их с гимольской серией, распространенной в западной части Западно-Карельской синклинной зоны (Северный район). Этот факт оценивается некоторыми исследователями как одно из доказательств одновозрастности и генетического родства гимольской и парандовской серий.

## СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

### Суоярвский участок

Среднепротерозойские отложения в Юго-Западном районе достоверно известны в полосе оз. Суо-Ярви — дер. Костомукса. В районе оз. Суо-Ярви протерозойские образования занимают зону почти меридионального простирания длиной в 18 км при ширине до 8 км. Развитие они на северо-восточном берегу оз. Салон-Ярви, а также слагают острова и берега северной части оз. Суо-Ярви, и далее прослеживаются в северо-восточном направлении в виде постепенно сужающейся полосы. К северу от этой полосы наблюдаются отдельные изолированные останцы кварцита, протягивающиеся, по данным З. А. Бурцевой и Е. П. Молотковой (1951 г.), на северо-восток от р. Суны.

Первая стратиграфическая схема докембрийских образований этого участка была предложена А. Метцгер (1924), который, отметив наличие у оз. Суо-Ярви архейских и протерозойских пород, отнес последние к ятулию. В составе ятулия он выделил три «формации» (снизу вверх): кварцитовую, доломитовую и пелитовую, каждая из которых характеризуется своей фацией: зоятулий (древняя кора выветривания и кварциты — континентальная фация), мезоятулий (доломитовый известняк, кварцит, глинистый сланец с гематитовой рудой — морская фация) и неоятулий (мергелистый пелит, шунгитовые породы — морская фация с приносом терригенного материала)\*. Постятулийскими А. Метцгер считал основные интрузивные породы района. А. М. Савина и Л. П. Галдобина (1953 г.), сохраняя ту же схему, предложили свою терминологию и выделили здесь соответственно базальную, доломитовую и сланцевую толщи, а в составе доломитовой толщи несколько горизонтов. Дальнейшее более детальное расчленение указанных подразделений проведено В. А. Соколовым (1956 г.).

Указанные образования, в настоящее время объединенные в верхнекарельский комплекс среднего протерозоя, образуют в целом синклинальную структуру, крылья которой сложены кварцито-песчаниками, а центральная часть заполнена карбонатными породами, разнообразными песчаниками, сланцами и метадиабазами. Эти породы, залегающие на гнейсо-гранитном основании, имеют небольшие углы падения (20—35°), и только в пределах узких зон тектонических нарушений (оз. Суо-Ярви и др.) наблюдаются углы падения до 70—80°.

\* В валунах красноватого доломита из окрестностей оз. Суо-Ярви А. Метцгером были обнаружены органические остатки *Carelozoon jatulicum*.

В составе среднепротерозойских образований участвуют три толщи осадочно-метаморфических пород с пластами эффузивных и интрузивных метадиабазов.

В основании разреза супракрустальных пород залегает:

Нижняя (кварцитовая толща) («эоятулий» или «кварцитовая формация» Метцгера, «базальная толща» Савиной). Породы нижней толщи слагают крупные крыжи, вытянутые вдоль всей границы протерозойских образований с гнейсо-гранитами, и хорошо обнажены. Эта толща сложена в основном разномасштабными слоистыми, иногда косослоистыми, кварцито-песчаниками серого, зеленовато-серого и белого цвета с псаммитовой и бластопсаммитовой структурами. В кварцито-песчаниках встречаются прослои кварцевого конгломерата, а в основании толщи древняя кора выветривания гнейсо-гранитов. Кора выветривания (базальные сланцы) представляет собой большей частью среднезернистую неслоистую породу серо-зеленого или коричневатого-красного цвета. Кварцевые конгломераты сложены округлыми или овальными кварцевыми гальками до 15 см в поперечнике, заключенными в разноцветный кварцито-песчаниковый цемент.

В вертикальном разрезе нижней толщи, залегающей на гнейсо-гранитном основании, породы располагаются в следующей последовательности (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Древняя кора выветривания . . . . .	до 5
2. Кварцевые конгломераты . . . . .	1—3
3. Кварцито-песчаники неравно- и крупнозернистые зеленовато-серые, иногда с косою слоистостью . . . . .	120—150
4. Кварцито-песчаники равнозернистые светло-серые и белые; с линзами кварцевых конгломератов в верхах разреза . . . . .	100—120

Общая мощность нижней толщи 200—250 м.

На породах нижней толщи залегают основные породы — метапорфириты мелко- и среднезернистые темно-серые или коричневые с таблитчатыми зернами плагиоклаза. Верхний контакт метапорфиритов с осадочными породами холодный, и гальки их входят в состав конгломерата, залегающего на основных породах. Мощность эффузивного пласта метапорфиритов достигает 25 м.

Средняя (карбонатная) толща («доломитовая толща», — по Савиной, «мезоятулий» или «доломитовая формация», — по А. Метцгеру) сложена в основном пестрыми по цвету и зернистости доломитами, доломитовыми известняками, известняками, а также песчаниками, сланцевой брекчий, глинистыми и песчано-глинистыми (слюдистыми) и другими сланцами. Все эти породы занимают центральную часть синклинальной структуры, прикрытую на большей площади четвертичными отложениями. Средняя толща изучена главным образом по керну скважин. Литолого-стратиграфический разрез карбонатной толщи, данный А. М. Савиной и Л. П. Галдобиной (1953 г.), был в дальнейшем более подробно расчленен В. А. Соколовым (1956) (табл. 7).

Ниже следует описание разреза (снизу вверх):

1. Конгломерато-брекчия с обломками метапорфирита, кварцита, глинистого (слюдистого) сланца в известково-кварцево-слюдистом цементе, залегающие на метапорфиритах. Выше — кварцито-песчаники; песчаники с карбонатным цементом; сланцевая брекчия, в которой остроугольные обломки темно-серого и коричневого сланца сцементированы песчаником; редкие прослои песчано-глинистого (кварцево-слюдистого) сланца; доломитовые известняки и кварцевые доломиты.

Таблица 7

По А. М. Савиной и Л. П. Галдобиной (1953 г.)	По Соколову В. А. 1954—1956 г.	Мощность в м
Горизонт розовых кварцевых доломитов	Доломитовый горизонт	19—50
	Доломито-известково-сланцевый горизонт	15—30
Песчано-сланцевый горизонт с пластом интрузивного диабаз	Основные эффузивы	20—50
	Песчано-глинисто-гематитовый горизонт	15—20
Известняково-доломито-сланцевый горизонт	Песчано-доломитовый горизонт	35—40
	Сланцево-доломито-известняковый горизонт	30—35
Переходный песчано-доломито-сланцевый горизонт	Известняково-песчанистый горизонт	—

## Метаморфиты

2. Белые и серые разнозернистые слоистые доломиты, частью мраморизованные, в которых в виде отдельных прослоев встречаются глинистые (слюдистые) сланцы и песчаники с карбонатным цементом.

3. Известняки (доломитовые, кварцевые, слюдистые и реже чистые без минеральных примесей), доломиты (кварцевые, известковистые и др.). Широко развиты смешанные терригенно-карбонатные породы (глинисто-карбонатные сланцы, песчаники с карбонатным цементом и др.). Кроме того, встречаются прослои глинистых (слюдистых) сланцев и песчаников.

4. Разноцветные и разнозернистые доломиты (кварцевые, слюдистые, железистые и др.), доломитовая брекчия с песчано-доломитовым цементом и песчано-слюдистыми сланцами.

5. Кварциты, кварцито-песчаники, песчано-слюдистые и глинистые сланцы с прослоями гематитовой руды, а также из кварцевых оруденелых доломитов. Породы имеют слоистое строение; на плоскостях напластования глинистых сланцев горизонта наблюдались трещины усыхания, а в кварцито-песчаниках знаки ряби.

6. Песчано-слюдистые, глинистые (слюдистые) сланцы, сланцевая и доломитовая седиментогенная брекчия, песчаные доломиты, доломитовые известняки и известняки (розовые, красные, бело-красные, мелко-, средне- и крупнозернистые). Характер слоистости различный.

7. Доломиты белые крупнозернистые мраморизованные, мелко- и среднезернистые брекчиевидные розовато-серые, тонко- и мелкозернистые серые с линзами и желваками опаловидного кварца (кремнистые).

Необходимо отметить, что на кварцитах (4-й горизонт) залегает пласт метадиабазов, которые не оказывают активного магматического воздействия на вышележащие осадочные породы и в верхней части пласта имеют миндалевидное строение.

Общая мощность пород средней толщи 280—300 м.

Характерной особенностью строения карбонатной толщи является изменение состава и мощности пород по горизонтали. При прослеживании разреза вкрест простирания пород, т. е. от ядра синклинали к ее крыльям, видно (рис. 16), что в разрезе толщи значительно увеличи-

вается количество и мощность прослоев песчаников с карбонатным цементом, сланцевой брекчии, кварцито-песчаников при одновременном уменьшении мощности и даже выклинивании из разреза прослоев глинистых и карбонатных пород. В этом же направлении уменьшается мощность пластов основных пород. По простиранию пород в западном крыле структуры в северном направлении уменьшается мощность толщи (до 200 м), из разреза выпадают известняки и доломитовые известняки, уменьшается количество и мощность терригенных пород.

В верхней части разреза среднепротерозойских образований района непосредственно на карбонатной толще залегает верхняя шунгито-карбонатно-сланцевая толща («неятулий» или «пелитовая формация» Метцгера; «сланцевая толща» А. М. Савиной). Породы этой толщи широко развиты в центральной части синклинальной структуры. Разрез верхней толщи начинается кварцево-серицитовыми, хлорито-кварцево-серицитовыми сланцами — тонкозернистыми тонкослоистыми темно-серыми породами. Со сланцами переслаиваются прослои (до 3—4 м) тонкозернистых массивных или тонкослоистых доломитов темно-серого или зеленовато-серого цвета. Выше по разрезу мощность прослоев доломита и их количество уменьшается — широким развитием пользуются темно-серые сланцы, которые еще выше по разрезу переслаиваются с глинисто-шунгитовыми и шунгитовыми сланцами.

Самыми молодыми породами протерозоя в районе оз. Суо-Ярви являются интрузивные метадиабазы, которые секут породы верхней толщи и пользуются значительным площадным развитием.

По своему геологическому строению (литолого-стратиграфическому разрезу, тектонической структуре, магматизму и т. д.) эти образования района оз. Суо-Ярви имеют большое сходство со среднепротерозойскими отло-

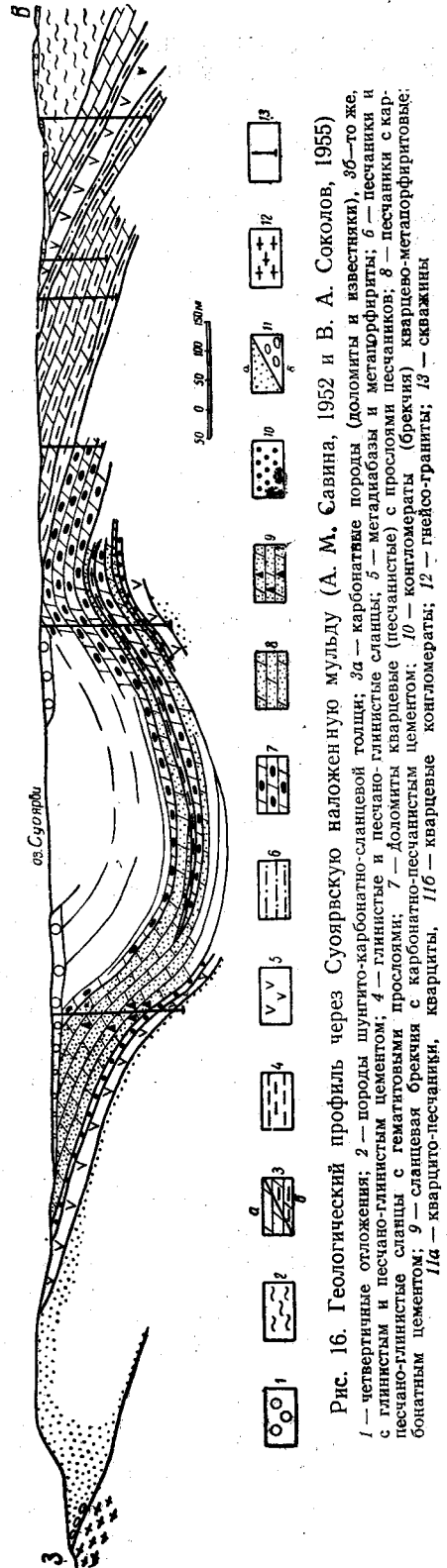


Рис. 16. Геологический профиль через Суоярскую наложенную мульду (А. М. Савина, 1952 и В. А. Соколов, 1955)

1 — четвертичные отложения; 2 — породы шунгито-карбонатно-сланцевой толщи; 3а — карбонатные породы (доломиты и известняки), 3б — то же, с глинистым и песчано-глинистым цементом; 4 — глинистые и песчано-глинистые сланцы; 5 — метадиабазы и метапорфириты; 6 — песчаники и песчано-глинистые сланцы с гематитовыми прослоями; 7 — доломиты кварцевые (песчаные) с прослоями песчаников; 8 — песчаники с карбонатным цементом; 9 — сланцевая брекчия с карбонатно-песчаным цементом; 10 — конгломераты (брекчия) кварцево-метапорфиритовые; 11а — кварцито-песчаники, кварциты, 11б — кварцевые конгломераты; 12 — гнейсо-граниты; 13 — скважины

жениями, развитыми в северо-западном и северном Прионежье, в районе оз. Туломозеро и оз. М. Янис-Ярви (Кратц, 1955; Соколов, 1956).

### *Юго-Восточный район*

Рассматриваемый район представляет собой юго-восточную часть Западно-Карельской синклинойной зоны. Он охватывает территорию, прилегающую к северному побережью Онежского озера, непосредственно к северу от Петрозаводска. Преобладающая часть этой территории сложена протерозойскими метаморфизованными осадочно-вулканическими и интрузивными комплексами, которые на западе, севере и востоке граничат с архейскими и нижнепротерозойскими гранитоидами, а на юге несогласно перекрываются верхнепротерозойскими (иотнийскими) образованиями.

Южная, большая часть описываемого района, характеризуется сплошным развитием основных интрузивных и осадочно-вулканогенных пород среднего протерозоя. Пологозалегающие, слабо метаморфизованные отложения этой подгруппы образуют здесь крупную синклиналиную структуру — Онежскую мульду шириной в южной части до 125 км при протяженности 130—140 км.

На севере среднепротерозойские породы слагают две узкие синклиналиные структуры, одна из которых меридионального, а другая широтного простирания, разделены широким антиклинальным поднятием, сложенным нерасчлененными архейскими и нижнепротерозойскими гранитоидами. Данные складки смыкаются в районе р. Кумсы.

Образования нижнепротерозойской подгруппы в пределах описываемой территории пользуются ограниченным развитием. Площади их распространения преимущественно приурочены к окраинам данного района.

Ранее все средне- и нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования данного района относились к карельской формации нижнего протерозоя (Тимофеев 1935а; Судовиков 1937и, 1939а). Однако последующие геологические исследования, проводившиеся здесь вплоть до последнего времени, привели к необходимости расчленения их на разновозрастные комплексы. Вместе с тем если среднепротерозойский возраст (в том понимании, в каком это изложено в настоящем томе) кварцито-карбонатно-сланцевых и диабазовых толщ Северо-Западного Прионежья не вызывает сомнения, то стратиграфическое расчленение протерозойских толщ в зонах Койкары — Покровское и Кумсинской трактуется до сих пор крайне различно. В противоположность представлениям А. А. Иностранцева (1877) и Рамсея (Ramsay, 1902), указавших на наличие в районе с. Койкары резкого несогласия между кварцито-диабазовой толщей и подстилающим ее сланцево-диабазовым комплексом, П. Эскола (P. Eskola, 1925, 1941) объединил их в единую неразделенную несогласием карельскую формацию. На основании более поздних работ П. Эскола (Eskola, 1948) выделяет здесь из состава карельской формации более древние досариолийские (допротерозойские) супракрустальные образования, но оставляет в протерозое часть зеленокаменных пород, которые А. А. Иностранцевым и В. Рамсеем считались более древними. В это же время и позднее ряд исследователей (Гилярова 1948а, б; 1949; Яковлева 1958; Рийконен 1958 и др.) подтверждают расчленение протерозойских образований, предложенное ранее А. А. Иностранцевым и затем В. Рамсеем для этого района. В отличие

от М. А. Гиляровой, считающей нижний комплекс докарельским (верхнеархейским), другими исследователями, как и в настоящем томе, он относится к нижнему протерозою, а несогласно залегающий выше комплекс выделяется в средний протерозой.

Такие же разногласия существуют по стратиграфии протерозоя Кумсинского участка. Объединенные в карельскую формацию осадочно-вулканогенные образования данного района (Тимофеев 1935а; Судовиков 1937и, 1939в) были расчленены Л. Я. Харитоновым (1938, 1941, 1949) на три разделенные несогласием свиты: древнюю бергаульскую, к которой отнесены слюдястые сланцы к западу от б. рудника Воронова Бора, сегозерскую, включающую кварцито-диабазовые толщи с базальными сланцами и выветрелыми гранитными конгломератами в основании, и верхнюю, онежскую, представленную кварцито-карбонатно-сланцевой серией, подстилаемой полимиктовыми (тиллитоподобными) конгломератами (с. Чебино). В дальнейшем содержание и распространение выделенных в этом районе сегозерской и онежской свит по мере накопления новых данных несколько менялось. Однако другими исследователями предложенное Л. Я. Харитоновым расчленение карельских образований (исключая бергаульскую свиту) не было принято (Судовиков, 1937и; 1939а, б; Väyrynen, 1938; Eskola, 1948; Гилярова, 1949; Зильбер, 1954 г.; Кратц, 1955, 1957; Перевозчикова, 1957; Рийконен, 1958).

Необходимо указать, что метаморфизованные осадочные и вулканические образования, которые залегают ниже признанного большинством исследователей этого района доятулийского (досариолийского) несогласия, и которые выделялись как докарельские (верхнеархейские — Вейринен, Эскола и Гилярова) или нижнепротерозойские (Кратц, Зильбер, Рийконен и др.), относятся здесь к нижнему протерозою, а несогласно залегающие выше кварцито-карбонатно-диабазовые толщи к среднему протерозою.

### НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

В пределах Юго-Восточного района породы нижней протерозойской подгруппы представлены комплексом сильно дислоцированных сланцев разнообразного состава, перемежающихся с покровами спилитов и кераатофиров.

В данном комплексе М. А. Гиляровой (1949), В. В. Яковлевой (1959) и О. А. Рийконен (1958 г.) выделяются две толщи — верхняя и нижняя.

Породы нижней толщи, представленные филлитовидными сланцами и порфироидами, развиты в западной и восточной частях Кумсинского участка, а также к югу от него в районе сс. Койкары и Корбозеро. Они вскрываются в ядрах антиклинальных складок нижнепротерозойских структур. Крылья этих складок сложены зелеными сланцами и метадиабазами верхней толщи (Яковлева, 1959).

Филлитовидные сланцы представлены кварцево-серицитовыми, серицито-хлорито-кварцевыми, серицито-кварцевыми и графито-серицито-кварцевыми разновидностями. Все разновидности сланцев имеют тонкозернистое строение, полосчатую и сланцеватую текстуру и состоят из кварца, серицита, иногда хлорита, графита и цоизита. В небольших количествах также присутствуют альбит, пирит, карбонат и мусковит.

По данным В. В. Яковлевой (1956 г.), в районе сс. Койкары и Корбозеро среди графито-серицито-кварцевых сланцев встречаются линзы и пластовые тела порфиroidов, мощность которых колеблется от 0,5 м

до нескольких метров. По внешнему виду это темно-серые или светло-серые массивные, чаще сланцеватые породы. На фоне мелкозернистой массы выделяются мелкие зерна кварца и плагиоклаза. Среди графито-серицито-кварцевых сланцев залегают линзы пирито-пирротиновых руд. Длина линз от 10 до 135 м при мощности 0,5—15 м.

В восточной части Кумсинского участка, к западу от бывш. рудника Воронова бора в нижней толще О. А. Рийконен выделяет филлиты и резко подчиненные им мелкозернистые blastopсаммитовые кварциты. Ранее эти же сланцы в указанном районе были выделены Л. Я. Харитоновым в бергаульскую свиту.

В целом для нижней толщи характерна перемежаемость различных разновидностей сланцев, имеющих крутое невыдержанное падение (рис. 17). Соотношения между отдельными разновидностями сланцев различные и наблюдаются то резкие, то постепенные переходы — одних в другие.

Мощность нижней толщи ориентировочно определяется в 250 м (Кумсинский участок) и в 500—600 м в районе с. Койкары.

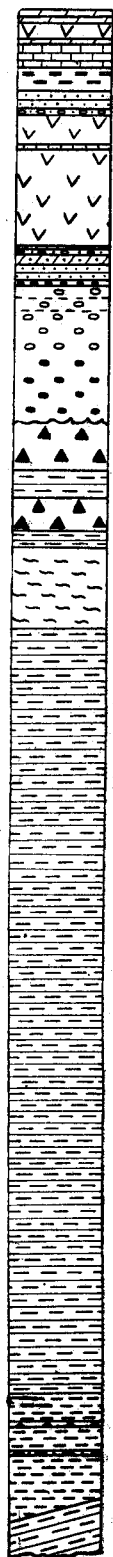
Верхняя толща сложена метадиабазами, метапорфиритами, метамандельштейнами, агломератовыми лавами, вулканическими брекчиями, зелеными сланцами, кварцевыми кератофирами и плагиопорфирами.

Метадиабазы представляют собой зеленовато-серые афанитовые и мелкозернистые породы, состоящие из альбита, амфибола, кварца, хлорита, эпидота, цоизита, карбоната и рудных минералов; структура их blastoофитовая, в участках развития призм амфибола неметобластовая; текстура сланцеватая, реже массивная.

Метапорфириты по составу основной массы аналогичны афанитовым метадиабазам. Blastopорфировые вкрапленники величиной 1—3 мм в поперечнике представлены альбитом. Метапорфириты местами насыщены мелкими миндалинами, выполненными кварцем и эпидотом.

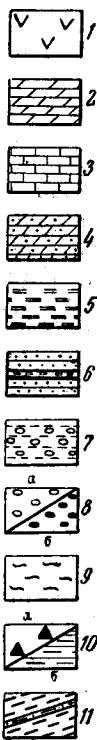
Рис. 17. Сводная стратиграфическая колонка нижнего и среднего протерозоя Кумсинской зоны (по О. А. Рийконен, 1958)

1 — метадиабазы, метамандельштейны, метапорфириты и метагаббро-диабазы; 2 — доломиты; 3 — метаморфизованные известняки; 4 — доломитовые песчаники; 5 — серицито-кварцевые и серицито-хлорито-кварцевые сланцы (глинистые сланцы); 6 — аркозовые песчаники с прослоями кварцевых конгломератов; 7 — кора выветривания конгломератов; 8 — конгломераты с преобладанием: а) гальки гнейсогранитов, б) основных вулканитов; 9 — кварцевые порфиры и кератофиры; 10а — диабазовая вулканическая брекчия, 10б — зеленосланцевые сланцы; 11 — серицито-хлорито-кварцевые и биотито-хлорито-кварцевые сланцы с прослоями мелкозернистых кварцитов.



Средний протерозой

Нижний протерозой



Вулканические брекчии и агломератовые лавы, имея состав, аналогичный метадиабазам, отличаются от них наличием обломков различных размеров и формы.

Зеленые сланцы, перемежающиеся с телами метадиабазов, миндалевидных диабазов и метапорфиритов, преимущественно распространены в районе с. Койкары, р. Семчи, оз. Сух-Озеро и на северном мысе оз. Паль-Озеро. Они перекрывают толщу графито-серицито-кварцевых сланцев и порфиридов, вместе с ними смяты в крутые изоклинальные складки и прорваны гранитами. Зеленые сланцы представляют собой тонкосланцеватые породы, среди которых по петрографическому составу выделяются актинолитовые и актинолито-эпидотовые разновидности.

Актинолитовые сланцы сильно рассланцованы. Они состоят из бледно-зеленого актинолита, альбита, кварца и эпидота. На фоне мелкозернистой массы с нематогранобластовой структурой выделяются беспорядочно ориентированные лейсты альбита, свидетельствующие о первичной офитовой структуре. С увеличением количества эпидота актинолитовые сланцы переходят в актинолито-эпидотовые. Зеленые сланцы связаны постепенными переходами с метапорфиритами и метадиабазами. Последнее обстоятельство, а также наличие в зеленых сланцах реликтов сфитовой структуры свидетельствует об образовании этих пород в результате метаморфизма основных вулканитов.

Плагипорфиры и кварцевые порфиры представляют собой породы темно-серого и светло-серого цвета, обычно рассланцованные, состоящие из мелкозернистой серицито-хлорито-биотито-кварцевой основной массы с лепидогранобластовой структурой и вкрапленниками плагиоклаза и кварца. В интенсивно рассланцованных участках вкрапленники раздроблены и порода представлена однородным сланцем.

Наиболее полно верхняя толща представлена в западной и центральной частях Кумсинского участка, где по данным О. А. Рийконен в разрезе устанавливается чередование кварцевых порфиров, кварцево-серицитовых сланцев и метадиабазов общей мощностью в 900—1000 м.

Л. Я. Харитонов (1938) кварцевые порфиры данного участка считает интрузивными образованиями, внедрившимися в надвиговые зоны в период карельского тектогенеза. М. А. Гилярова милонитовые сланцы, возникшие за счет кварцевых порфиров, в районе с. Мяндусельга — с. Покровское (по Харитонову) рассматривает, большей частью, как филлитовидные и кварцитовые сланцы, переслаивающиеся здесь с зелеными сланцами (метадиабазами) доятулийского возраста.

В восточной части Кумсинского участка верхняя толща характеризуется отсутствием кварцевых порфиров и широким развитием основных вулканитов, представленных мелкозернистыми метадиабазами, метапорфиритами, метамандельштейнами, пенистыми лавами, агломератовыми лавами и брекчиями. Основные вулканиты обладают хорошо сохранившимися магматическими текстурами, полосчатостью, трахитоидностью, текстурами агломератовых лав и брекчий, бластопорфировой и бластоофитовой структурами.

Интрузивные основные породы, генетически связанные с верхней толщей нижнего протерозоя, секут сланцы нижней толщи.

В более глубоких структурных горизонтах породы нижнего протерозоя мигматизируются нижнепротерозойскими гранитами, а в самых верхних они секутся многочисленными гранитными и пегматитовыми жилами. На размытой поверхности нижнепротерозойских гранитов и



сланцев залегают базальные конгломераты среднего протерозоя, в гальке которых присутствуют указанные выше породы (рис. 18).

Стратиграфическое положение описанной выше диабазовой толщи вызывает принципиальные расхождения среди исследователей. Так, Л. Я. Харитонов (1938, 1949, 1957) придерживается мнения о ее более молодом ятулийском возрасте и, считая, что она подстилается кварцито-песчаниками и базальными сланцами (кора выветривания) в районе оз. Григозеро, оз. Глубокое и др., на южной границе этой толщи, относит все эти породы в выделенную им сегозерскую свиту. Как

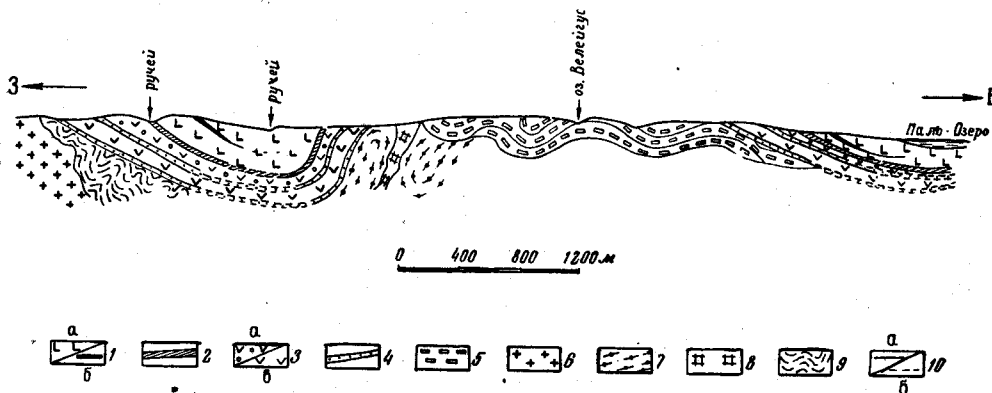


Рис. 18. Геологический профиль района оз. Велейгус (по В. В. Яковлевой)

Средний протерозой: 1а — габбро-диабазы, 1б — рудные габбро-диабазы; 2 — красноцветные кварцито-песчаники доломито-сланцевой толщ; 3а — диабазы миндалевидные, 3б — диабазы афанитовые; 4 — кварцито-песчаниковая толща; 5 — конгломератовая толща; Нижний протерозой: 6 — граниты; 7 — кварцево-серпентинитовые, графито-серпентинитовые и др. сланцы нижней толщ; 8 — серпентиниты; 9 — зеленые сланцы и метадиабазы верхней толщ; 10 — граница между породами: а — установленная, б — предполагаемая.

будет отмечено ниже (см. «средний протерозой»), другие исследователи (Вейринен, Эскола, Кратц, Рийконен) установили такие же кварцито-песчаники и базальные сланцы, залегающие на покрывающих эти же диабазы конгломератах на северной и северо-восточной окраинах данного диабазового поля. Кроме того, как характер этой диабазовой толщ, так и соотношения ее со среднепротерозойскими базальными конгломератами в районах с. Койкары, оз. Тунгудского и других местах делает возможным сопоставление ее с досреднепротерозойскими эффузивными толщами тунгудско-надвоицкой серии.

### СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Среднепротерозойские образования имеют преобладающее распространение в пределах юго-восточного района. Они слагают обширную территорию в южной (участок Северо-Западного Прионежья) и северной частях ее (Кумсинский участок), где они наиболее полно представлены и лучше изучены.

#### Участок Северо-Западного Прионежья

Осадочно-вулканогенные образования среднего протерозоя в пределах описываемой площади представлены отложениями онежской и суйсарской серий. Наиболее древняя из них — онежская серия — состоит из четырех толщ: конгломератовой, кварцито-песчаниковой, доломито-сланцевой и сланцевой. Суйсарская серия, представляющая собой наиболее молодые покровные образования средней подгруппы, имеет суще-

ственно-вулканогенный состав. Большую роль в составе ее играют лавы основного и ультраосновного состава, сопровождающиеся различными туфогенными породами.

**Онежская серия.** Конгломератовая толща имеет ограниченное распространение. Она образует небольшие изолированные участки среди других пород в ядрах антиклинальных складок. Выходы конгломератов встречаются близ с. Красная речка, оз. Немикас, восточнее с. Малосельги и вдоль дороги, соединяющей с. Святнаволок и с. Юст-озеро.

Вопрос о возрасте конгломератов, наблюдающихся близ оз. Немикас и с. Святнаволок, является дискуссионным. По представлениям Л. Я. Харитонова (1958 г.), они подстилают сегозерский отдел, в то время как конгломераты с. Красной речки и с. Малосельги являются базальными для онежского отдела ятулия. М. А. Гилярова (1948) и позднее В. В. Яковлева (1959) все конгломераты относят к единой базальной толще среднего протерозоя (карельской формации).

Базальные конгломераты имеют весьма неоднородный и непостоянный литологический состав, резко меняющийся как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Гальки конгломерата образованы плагиоклазовым и плагиомикроклиновым гранитом, а также в различной степени измененными диабазами, зелеными сланцами, кератофирами, плагиопорфирами, филлитовидными кварцевыми сланцами и полевошпатовыми амфиболитами. Цемент конгломератов — аркозовый или граувакковый, нередко сильно осланцованный. По степени окатанности и размерам фрагментов среди конгломератов можно выделить крупновалунные, средневалунные и мелкогалечные разновидности.

Указанные разновидности конгломератов связаны между собой взаимопереходами, образуя единую толщу базальных полимиктовых конгломератов. Преимущественно в нижней части ее залегают крупновалунные гранитные конгломераты, которые вверх по разрезу сменяются все более мелкогалечными.

Мощность толщи базальных конгломератов весьма изменчива и колеблется в пределах от 0 до 40 м.

Характерной особенностью всех разновидностей базальных конгломератов является зависимость петрографического состава галек и цемента от состава подстилающих и близлежащих пород. На гранитах залегают конгломераты, содержащие преимущественно валуны и гальки гранитов, на сланцевых толщах конгломераты обогащены галькой сланцев и т. д.

Западнее оз. Салва-Ламби и к северу от с. Святнаволок встречаются своеобразные породы — брекчии, образующие пласты и линзы среди базальных конгломератов. В их составе присутствуют обломки эпидото-альбито-актинолитовых метадиабазов с реликтами офитовой структуры и частью с миндалекаменной текстурой. В них также встречаются редкие окатанные гальки гранитов и кератофинов. В цементе преобладает граувакка, реже аркоз. По вопросу генезиса и возраста этих образований существуют различные мнения. М. А. Гилярова (1945 г.) считает их вулканическими туфобрекчиями, которые по возрасту параллелизует с туфобрекчиями «суйсарского вулканического комплекса». Л. Я. Харитонов (1956) относит их к осадочным породам — конгломератам и брекчиям со значительным количеством грауваккового материала. Эти образования он сопоставляет с чебинскими конгломератами, подстилающими онежскую систему ятулия.

Базальные конгломераты перекрываются кварцито-песчаниковой толщей, содержащей линзы кварцевых конгломератов (см. рис. 18).

Кварцито-песчаниковая толща трансгрессивно залегает на нижнепротерозойских гранитах и зеленых сланцах и на конгломератах онежской серии. Она распространена в районах с. Пяльмы, г. Повенца, с. Святаволок, с. Койкары и оз. Пял-Озеро, где прорвана силами метадиабазов.

Нижняя часть толщи сложена базальными сланцами и аркозами, фациально сменяющими друг друга по простирацию. Базальные сланцы представляют собой древнюю кору выветривания гранитов. Это серая плотная порода с мелкими зёрнами кварца и полевым шпатом, мелкозамещенным серицитом. Зёрна кварца не несут на себе следов механической обработки, расположение их является ненарушенным и благодаря этому сохраняется структура гранитов. Мощность древней коры выветривания в районе правого берега р. Суны, близ слияния ее с р. Семча 4 м. Наряду с корой выветривания в качестве базальных образований в скважинах у с. Фокина гора и у оз. Муста-Ламби встречены аркозы. По внешнему виду это зеленовато-серые среднезернистые и мелкозернистые породы, состоящие из зерен микроклина, плагиоклаза и кварца, сцементированных чешуйками хлорита, биотита и серицита. Структура аркозов blastosammitовая.

Вверх по разрезу аркозы и базальные сланцы сменяются белыми и серыми кварцитами и кварцито-песчаниками, состоящими из мелких зерен кварца (90%) и серицитового цемента (10%). Среди белых кварцито-песчаников присутствуют прослой и линзы кварцевых конгломератов мощностью от 0,5 до 3 м. Гальки размером 2—7 см сложены кварцем жильного облика. Цемент конгломератов образован чешуйками серицита с небольшим количеством зерен кварца. Белые кварцито-песчаники перекрываются пластом розовых косослоистых кварцито-песчаников с линзами мелкогалечного кварцевого конгломерата. Розовые кварцито-песчаники состоят из зерен кварца, микроклина и плагиоклаза, сцементированных серицитом и хлоритом.

Кварцито-песчаники рвутся силлом диабазов. Выше залегают слюдяно-хлоритовые сланцы, которые являются подошвой для вышележащего диабазового силла. Слюдяно-хлоритовыми сланцами заканчивается разрез кварцито-песчаниковой толщи. Выше силла диабазов, в его кровле, лежат красноцветные глинистые сланцы и кварцито-песчаники, которые слагают нижние горизонты доломито-сланцевой толщи.

Наибольшей мощности (в 66 м) кварцито-песчаниковая толща достигает в районе с. Койкары. По направлению к югу мощность толщи постепенно уменьшается и выклинивается близ с. Кучино, где на выветрелых нижнепротерозойских гранитах залегают красноцветные глинистые сланцы и кварцито-песчаники доломито-сланцевой толщи (рис. 19).

Доломито-сланцевая толща наиболее широко распространена в замковой части Онежской синклинали, в районе сс. Спасской Губы, Койкары, г. Повенца и с. Пяльма. В ее западном крыле у с. Гомсельги, оз. Пял-Озеро и в восточном крыле близ с. Пяльма наблюдается уменьшение площади распространения доломитовых пород. Далее по направлению к югу они перекрываются четвертичными отложениями.

Нижние горизонты толщи сложены пачкой красноцветных кварцито-песчаников и глинистых сланцев, среди которых присутствуют линзы кварцевых конгломератов. Средняя часть толщи образована доломитами, содержащими прослой известняков, глинистых сланцев и мало-

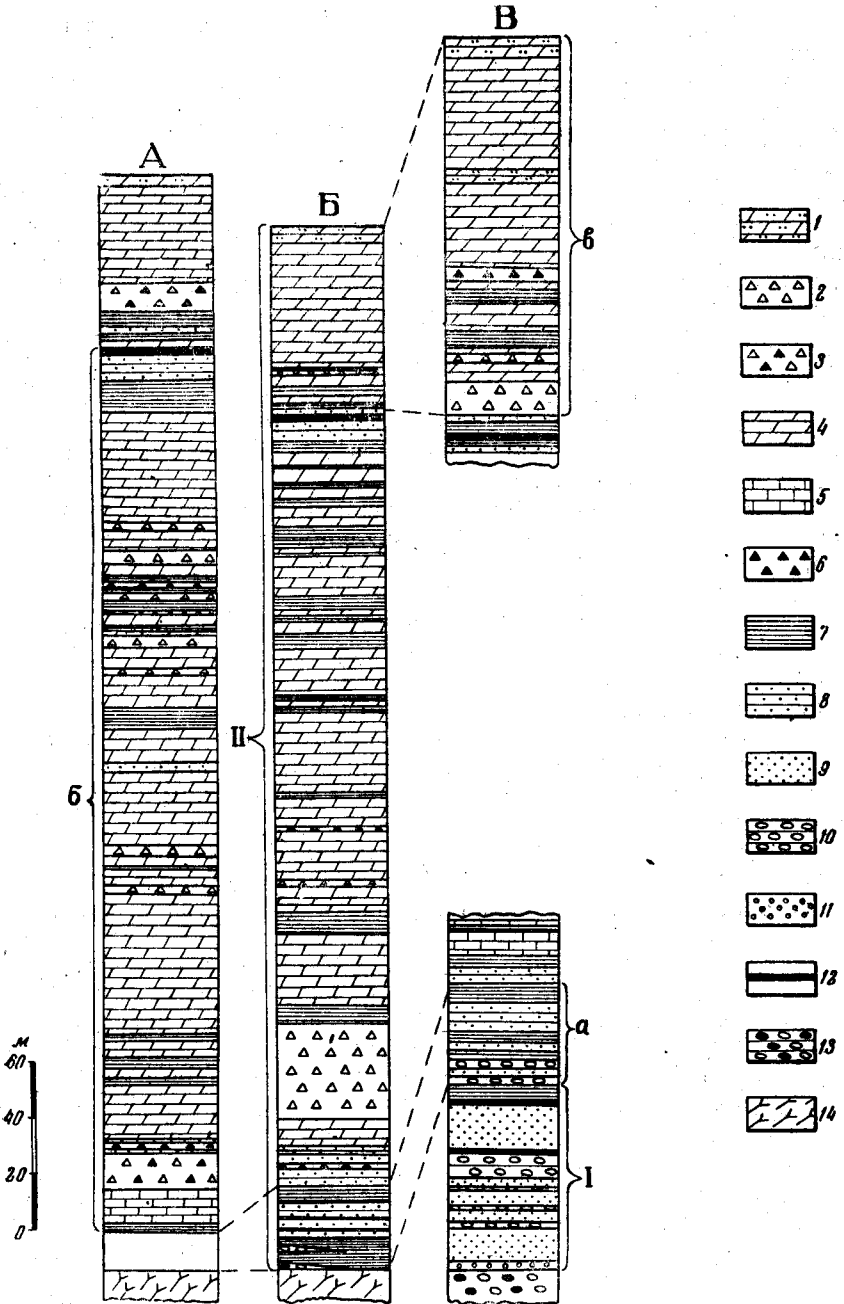


Рис. 19. Литолого-стратиграфические колонки кварцито-песчаниковой и доломито-сланцевой толщ онежской серии в пределах западного крыла Онежской синклинали (по В. В. Яковлевой)

А — район с. Спасской Губы; В — район с. Кучино; В — район сс. Тивдия — Койкары. I — кварцито-песчаниковая толща; II — доломито-сланцевая толща; а — пачка красноцветных кварцито-песчаников и глинистых сланцев; б — пачка доломитов с прослоями известняков и глинистых сланцев; в — пачка мраморов; 1 — красные доломиты; 2 — аутигенные доломитовые брекчи; 3 — аутигенные брекчи доломитов и сланцев; 4 — доломиты; 5 — доломитизированные известняки; 6 — аутигенные брекчи глинистых сланцев; 7 — глинистые сланцы; 8 — карбонатсодержащие аркозовые кварцито-песчаники; 9 — кварцито-песчаники; 10 — кварцевые конгломераты; 11 — аркозы; 12 — силлы диабазов и габбро-диабазов; 13 — полимиктовые конгломераты; 14 — граниты нижнего протерозоя

мощные (0,8 м) линзы гематитовых руд. В верхах толщи залегает пачка мраморов.

Ниже приводится описание разрезов, выделенных в составе доломито-сланцевой толщи пачек пород, по данным В. В. Яковлевой (1953 г.), С. И. Зака (1953 г.) и З. Т. Громовой (1954 г.).

*Пачка красноцветных кварцито-песчаников и глинистых сланцев* в районе г. Повенца и с. Койкары залегает на силле диабазов, который располагается на границе между кварцито-песчаниковой и доломито-сланцевой толщами. По направлению к югу как в восточном (с. Пяльма), так и в западном (с. Кучино) крыльях синклинали они ложатся трансгрессивно на размытую поверхность нижнепротерозойских гранитов (см. рис. 19).

Среди кварцито-песчаников, переслаивающихся с глинистыми сланцами, присутствуют линзы мелкогалечных кварцевых конгломератов, отличающихся красновато-бурой окраской цемента, за счет насыщения его распыленным гематитом. Мощность линз конгломератов меняется от 0,5 м до 8,6 м и более.

Кварцито-песчаники розовые и фиолетовые, крупнозернистые, состоят из зерен кварца и плагиоклаза, сцементированных серицитом и хлоритом с примесью бурых окислов железа. Структура кварцито-песчаников blastopсаммитовая.

Лилые, красноватые и желтые глинистые сланцы представляют собой пеструю массу со сгустками рудного вещества и лейкоксена. В ней наблюдаются более крупные обломки зерен кварца, микроклина, плагиоклаза. Структура их blastoалевропелитовая.

Наиболее полный разрез пачки кварцито-песчаников и глинистых сланцев устанавливается близ г. Повенца, где мощность ее достигает 64 м, а в 30 м устанавливается в западном и восточном крыльях синклинали близ сел Пяльма и Кучино.

Кварцито-песчаники и глинистые сланцы согласно перекрываются пластом аркозовых карбонатсодержащих кварцито-песчаников, залегающих в основании вышележащей пачки доломитов с прослоями известняков и глинистых сланцев (см. рис. 19).

*Пачка доломитов с прослоями известняков и глинистых сланцев* сложена преимущественно доломитами. В подошве ее залегает пласт белых и сиреневых карбонатсодержащих аркозовых кварцито-песчаников. Этот пласт мощностью 7,5—10,5 м прослеживается в разрезах близ сел Кучино, Койкары и г. Повенца. В районе с. Пяльма карбонатсодержащие аркозовые кварцито-песчаники до простирацию фациально замещаются доломитизированными известняками и известняками.

Доломиты, слагающие описываемую пачку, представляют собой розовые, серые и сиреневые мелко- и среднекристаллические тонкослоистые породы, характеризующиеся развитием кристаллобластических структур. Они состоят из зерен доломита, кальцита и кварца. Количество кварца в отдельных прослоях колеблется от 2—5% до 40%. Тонкая слоистость в них обусловлена чередованием различно окрашенных слоев доломита, мощность которых меняется от нескольких миллиметров до 10—30 см.

Прослой и линзы белых среднекристаллических известняков присутствуют в нижней части разреза пачки. Мощность их меняется от 1 до 6 м и они быстро выклиниваются по простирацию. Помимо известняков, в этой же части разреза аутигенные брекчии доломитов и глинистых сланцев. Аутигенные брекчии образуют линзы и пласты мощностью

от 1 до 34 м. Обломки в них представлены лиловыми глинистыми сланцами, доломитовыми сланцами и доломитами. Цемент брекчии представляет собой розовый среднекристаллический доломит, содержащий от 20 до 50% кварца. В верхней части разреза пачки среди доломитов присутствуют только многочисленные прослои лиловых глинистых сланцев мощностью от нескольких сантиметров до 10 м.

Глинистые сланцы состоят из пелитовидных частиц с примесью зерен кварца, карбоната, серицита и хлорита. Структура их бластоалевропелитовая.

Самые верхние горизонты описываемой пачки сложены красноцветными песчано-сланцевыми слоями, содержащими редкие маломощные (0,8 м) прослои быстро выклинивающихся гематитовых руд. Песчано-сланцевые слои перекрываются мраморами, венчающими разрез доломито-сланцевой толщи. Мощность пачки доломитов с прослоями известняков и глинистых сланцев увеличивается от 233 м в замке синклинали (район г. Повенца) до 310 м в западном крыле (район с. Спасской Губы).

**Пачка мраморов.** Мраморы, представляющие собой кристаллические доломиты, встречаются в районах г. Повенца, с. Тивдии, оз. Пял-Озеро и с. Спасская Губа. В нижней части пачки лежат глинистые сланцы, переслаивающиеся с кварцсодержащими доломитами, известняками и аутигенными доломитами и сланцевыми брекчиями.

Мощность горизонта переслаивания приблизительно 29 м.

Выше по разрезу следует горизонт белых, розовых и бледно-сиреневых кристаллических доломитов — собственно мраморов, состоящих из зерен доломита, слегка замутненных глинистым веществом. Структура мраморов гранобластовая, мозаичная. Кристаллические доломиты горизонта с давних пор известны как строительный и декоративный материал. В пределах распространения этих пород сосредоточены многочисленные месторождения мраморов: Белогорское, Мраморный бор и др.

В мраморах Южного Оленьего острова (Онежское озеро), в доломитах с. Кузаранда В. Н. Рябининым (1941) были обнаружены и определены отпечатки водорослей *Collenia*.

Позднее В. А. Перевозчиковой и И. Е. Турищевым в мраморах Белой горы были обнаружены остатки водорослей, определенные И. И. Горским как *Osagia* и *Collenia*. Одновременно в песчано-глинистых сланцах, подстилающих доломиты, были установлены отпечатки простейших ракообразных, по определению А. В. Хабакова напоминающих тип *Carnarvonina venosa* Walcott.

Мощность горизонта чистых мраморов 43 м.

В верхней части пачки присутствует пласт кирпично-красных доломитов мощностью 6 м. Красные доломиты прослеживаются в разрезе повсеместно, образуя маркирующий горизонт, и перекрываются доломитовыми сланцами вышележащей сланцевой толщи (рис. 20). Мощность пачки мраморов меняется от 60 м в западном крыле синклинали (с. Пялозеро) до 150 м в замковой ее части (г. Повенец).

Сланцевая толща прослеживается в районах с. Гомсельга, оз. Мун-Озеро, сс. Тивдии, Шуньги и Толвуй в виде пачек, перемежающихся с диабазами, окаймляющими площади развития суисарских туфосланцев и туфопесчаников. Нижняя часть толщи сложена пачкой черных глинистых сланцев, доломитов, доломитовых и кремнистых сланцев. Средняя часть разреза образована черными, переслаивающимися

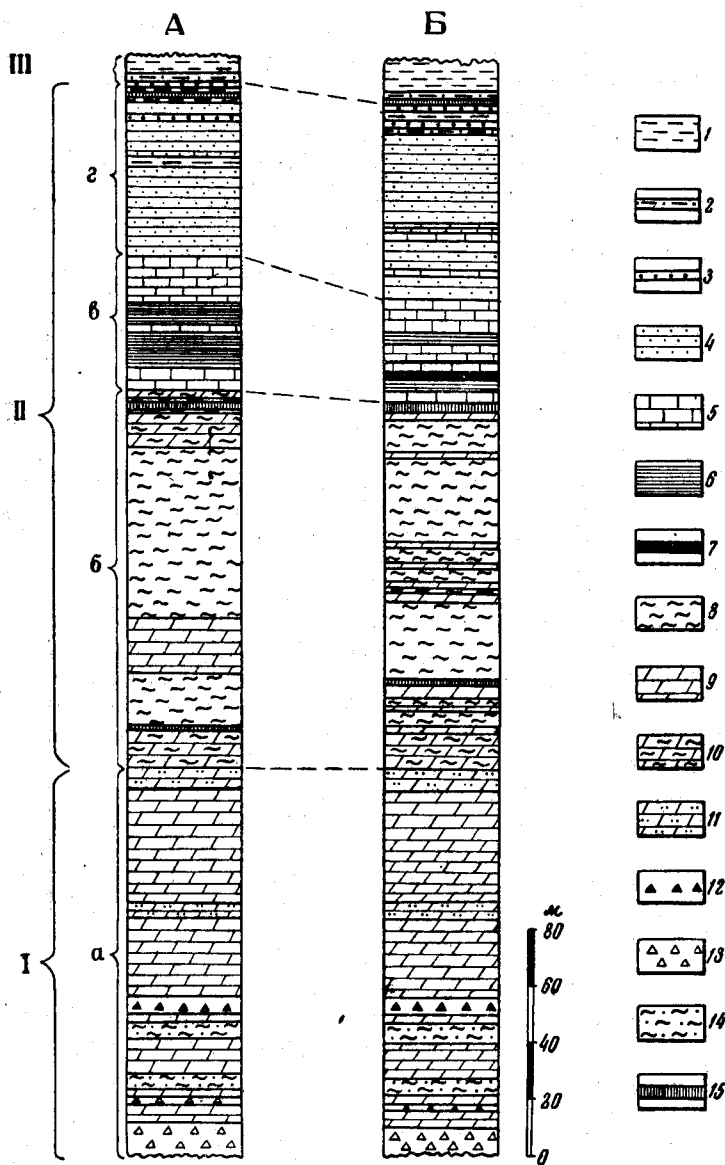


Рис. 20. Литолого-стратиграфические колонки доломито-сланцевой и сланцевой толщ онежской серии в районах сс. Тивдия, Спасская губа, Шуньга, оз. Перт-Озеро и оз. Лижм-Озеро (по В. В. Яковлевой)

А — район с. Тивдия — с. Спасская — оз. Пертозеро; Б — район оз. Лижмозеро — с. Шуньга; I — доломито-сланцевая толща, II — сланцевая толща, III — суйсарская серия; а — пачка мраморов, б — пачка черных глинистых сланцев, доломитов, доломитовых и кремнистых сланцев, в — пачка черных доломитизированных известняков, шунгитов и шунгито-глинистых сланцев, г — пачка алевро-глинистых сланцев, туфосланцев и кремнисто-глинистых сланцев.

1 — туфосланцы; 2 — кремнисто-глинистые сланцы; 3 — туфопесчаники; 4 — алевро-глинистые сланцы; 5 — черные доломитизированные известняки; 6 — шунгито-глинистые сланцы; 7 — шунгиты; 8 — черные глинистые сланцы; 9 — зеленоватые доломиты; 10 — доломитовые сланцы; 11 — красные доломиты; 12 — аутигенные брекчии сланцев; 13 — аутигенные брекчии доломитов; 14 — лиловые глинистые сланцы; 15 — силлы среднепротерозойских габбро-диабазов и диабазов.

с шунгитами и шунгито-глинистыми сланцами. Самые верхние горизонты сложены пачкой алеврито-глинистых сланцев, туфосланцев и туфо-песчаников. Послойное описание разреза толщи приводится по данным Л. Я. Харитонova (1932 г.), Н. И. Рябова (1932 г.) и В. В. Яковлевой (1956 г.).

*Пачка черных глинистых сланцев, доломитов, доломитовых и кремнистых сланцев.* В нижней части рассматриваемой пачки пород залегают пестрые (красные, серые, желтые) доломитовые и кремнистые сланцы.

Доломитовые сланцы состоят из мельчайших зерен доломита и кварца, сцементированных глинистым веществом. Структура сланца тонкогранобластовая, текстура ясно слоистая. Кремнистые сланцы, образующие прослой в доломитовых сланцах и иногда замещающие их фациально по простиранию (район с. Тивдии), имеют биотито-кварцевый, карбонатно-биотито-кварцевый и карбонато-кварцевый состав. Всем им присущи бластоалевритовые и бластоалевропелитовые структуры. Мощность горизонта доломитовых и кремнистых сланцев приблизительно измеряется в 52 м. Выше кремнистых и доломитовых сланцев по разрезу залегают черные глинистые сланцы, мощность которых достигает 78 м. Черные глинистые сланцы, очень плотные тонкослоистые породы, содержащие редкую вкрапленность пирита. Они состоят из пелитового непрозрачного материала, в котором погружены зерна кварца, листочки хлорита и чешуйки серицита. Структура сланцев бластопелитовая. Среди черных глинистых сланцев присутствуют линзы и пласты зеленоватых доломитов, имеющих мощность от 1—2, в отдельных случаях до 35 м. Макроскопически — это зеленовато-серые породы. Состоят они из зерен доломита, в незначительных количествах в них присутствует кварц. Текстура доломитов тонкополосчатая, структура кристаллобластическая.

Черные глинистые сланцы интродуцируются силлом диабазом мощностью 50 м. В контакте с диабазами сланцы ороговикованы, превращены в адинолы и послойно инъецированы диабазом. Суммарная мощность описанной пачки пород без учета диабазового силла составляет примерно 110—130 м. На черных глинистых сланцах согласно лежат доломитизированные известняки средней пачки (см. рис. 20).

*Пачка черных доломитизированных известняков, шунгито-глинистых сланцев и шунгитов* составляет среднюю часть разреза сланцевой толщи. Выходы этих пород прослеживаются на о-ве Лычном, у с. Спаская Губа, вдоль Кировской ж. д. у ст. Кяпнесельга, в с. Шуньга и в окрестностях с. Толвуй.

Доломитизированные известняки этой пачки отличаются стальнo-серой, почти черной окраской. Состоят они из мелких зерен кальцита и доломита. Обычным для них является черное шунгитовое вещество, выполняющее пространства между зернами. Доломитизированные известняки содержат пласты и линзы шунгито-глинистых сланцев, образующих пласты мощностью от 2,5 до 12 м.

Шунгито-глинистые сланцы черные, тонкозернистые состоят из тонкораспыленного шунгитового вещества, глинистых частиц и кварца. Структура их бластопелитовая. Мощность прослоев и линз шунгито-глинистых сланцев меняется от нескольких сантиметров до 4 м и более.

Шунгиты в рассматриваемой пачке установлены в районе с. Шуньга, где они залегают в виде разобценных линз мощностью от 0,3 до 3, 29 м при длине от нескольких метров до 1,4 км. Шунгиты,



состоящие почти из одного углерода (92—99%), постепенно переходят в глинисто-шунгитовые сланцы с преобладанием глинистого вещества.

На границе между пачкой черных глинистых сланцев и пачкой доломитизированных известняков располагается довольно мощный (50 м) силл габбро-диабазов. В контакте интрузивных пластов габбро-диабазов с глинистыми сланцами образуются андинолы — черные ороговикованные породы с раковистым изломом. Состоят они из вторичного привнесенного альбита и редких порфиробласт актинолита. Доломитизированные известняки кровли пластовой интрузии в непосредственном контакте с габбро-диабазами превращаются в актинолитовые скарны.

Мощность описанной пачки пород (без учета силлов габбро-диабазов) на о-ве Лычном и у с. Шуньга 38 м, близ оз. Мун-Озеро и с. Спасская Губа — 46 м.

Доломитизированные известняки с прослоями шунгитов и шунгито-глинистых сланцев вверх по разрезу сменяются алеврито-глинистыми сланцами, туфосланцами и туфопесчаниками (см. рис. 20).

*Пачка алевролитоглинистых сланцев, туфосланцев и туфопесчаников* слагает верхние горизонты разреза сланцевой толщи, перекрывая доломитизированные известняки и шунгиты. Эти породы прослеживаются в районе с. Шуньга, вдоль юго-западного берега оз. Санда, у г. Кондопоги, в районе сел Гальозера и Пертозера. Преобладающим развитием в рассматриваемой пачке пород пользуются алеврито-глинистые сланцы, туфосланцы и туфопесчаники. Весьма подчиненное значение имеют маломощные (1,5—3 м) прослой черных доломитизированных известняков и шунгито-глинистых сланцев.

Алевролитоглинистые сланцы состоят из алевритовой массы и глинистого материала, насыщенного черным шунгитовым веществом. Алевритовую массу слагают мелкие (от 0,01 до 0,1 мм) окатанные зерна кварца с примесью таких же мелких зерен плагиоклаза и чешуек серицита. Структура этих пород бластоалевропелитовая. В верхней части разреза пачки присутствуют шунгито-глинистые сланцы, переслаивающиеся с туфосланцами и туфопесчаниками. Прослой всех перечисленных пород имеют мощность от нескольких сантиметров до 2—6 м.

Туфопесчаники черные, мелкозернистые яснослоистые состоят из округлых и угловатых зерен плагиоклаза, пироксена и кварца размером 1—1,5 мм в поперечнике, пространства между которыми заполнены мелкочешуйчатым агрегатом хлорита и черного шунгитового вещества. Структура туфопесчаников бластопсаммитовая, текстура яснослоистая.

Туфосланцы, перемежающиеся с туфопесчаниками и черными шунгито-глинистыми сланцами, представляют собой зеленовато-серые тсн-косолистые породы, слоистость в которых обусловлена чередованием слоев, более или менее обогащенных туфовым материалом. В туффитовых прослоях наблюдаются алевритовые частицы кварца, плагиоклаза и пироксена размером от 0,01 до 0,08 мм. На плоскостях напластований алеврито-глинистых сланцев и шунгито-глинистых сланцев в разрезе близ оз. Ниг-озеро В. В. Яковлевой и А. М. Савиной (1956 г.) были найдены многочисленные проблематические отпечатки водорослей. Мощность описанной пачки пород приблизительно 68 м.

Шунгито-глинистые сланцы, туфосланцы и туфопесчаники интрузируются силлом габбро-диабазы мощностью не менее 20 м и согласно перекрываются пестрыми кремнисто-глинистыми сланцами суйсарской серии (см. рис. 20).

**Суйсарская серия \***, типично развитая в центральной части Онежской мульды (районы г. Кондопоги, оз. Кончезеро, о. Суйсари и п-ова Кулмукса), сложена осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами. К первым относятся туфосланцы, туфопесчаники, туфы и кремнисто-глинистые сланцы. Вулканогенные породы представлены афанитовыми, альбитовыми, альбито-пироксеновыми порфиритами, миндалевидными метадиабазами и пикритами. Характерной особенностью этих пород является широкое развитие в них шаровых лав, туфобрекчий и автобрекчий.

В. В. Яковлевой (1958 г.) в суйсарской серии выделяются две толщи. Нижняя толща сложена эффузивными породами, туфосланцами и кремнисто-глинистыми сланцами, а верхняя — преимущественно состоит из туфопесчаников и туфов.

Нижняя толща широко распространена в центральной части Онежской мульды (водораздел озер Сандал — Кедр-Озеро, Кедр-Озеро — Уницкая губа и к востоку от Уницкой губы). В основании ее залегает пласт мощностью около 3 м, сложенный пестрыми кремнисто-глинистыми сланцами, согласно перекрывающимися шунгито-глинистые сланцы сланцевой толщи онежской серии.

Кремнисто-глинистые сланцы характеризуются четко выраженной тонкой слоистостью, обусловленной чередованием прослоев с туфовым материалом. Мощность прослоев колеблется от миллиметров до 5—10 см. Эти сланцы характеризуются пестро-желтой, фиолетовой и зеленоватой окраской и тонкозернистым сложением. Величина слагающих породу зерен колеблется от 0,01 до 0,1 мм. Структура сланцев пелитовая и алевропелитовая. Они состоят из агрегата мутных глинистых частиц, не действующих на поляризованный свет, и тонкозернистого материала.

На горизонт кремнисто-глинистых сланцев в районе с. Ват-Наволока, станций Илемсельга, Мянсельга и близ г. Кондопоги согласно налегает пачка туфосланцев и туфов, в основании которой наблюдаются пластовые и линзообразные тела туфов мощностью в 10—15 м.

Туфы — темно-серые пористые тонкослоистые породы, обладающие литокристаллической структурой. Состоят они из обломков кристаллов плагиоклаза, пироксена и микроскопических обломков порфирита, сцементированных хлоритом, кварцем, цоизитом и бурыми окислами железа. Вверх по разрезу туфы, переслаиваясь с туфосланцами, постепенно сменяются ими.

Туфосланцы — породы зеленого и серо-зеленого цвета, плотные тонкослоистые. Слоистость в них вызвана чередованием прослоев с различным содержанием глинистых частиц или туфового материала. Толщина слоев измеряется сантиметрами и миллиметрами. Структура сланцев алевропелитовая вследствие наличия в пелитовой массе алевритовых зерен кварца, плагиоклаза и пироксена размером от 0,01 до 0,05 мм и алевритовая в туффитовых прослоях. Мощность пачки туфов и туфосланцев ориентировочно 47 м. По направлению к юго-западу от Кондопожской губы пачка туфов и туфосланцев по простиранию сменяется синхронными им по времени эффузивными породами, где туфосланцы частично переслаиваются с ними.

Эффузивные породы представлены афанитовыми, альбитовыми, альбито-пироксеновыми порфиритами, миндалевидными метадиабазами и пикритами, которые распространены к западу от Кондопожской губы,

\* Данный раздел составлен В. В. Яковлевой совместно с М. А. Гиляровой.

в районе озер Кончезеро, Укшозеро и на о-ве Суйсари, а также на северо-восточном берегу Кондопожской губы и по берегам залива Черга Онежского озера. Указанные эффузивные породы представлены различными их текстурными разновидностями — туфобрекчиями, шаровыми лавами и т. д. Наиболее типичные представители эффузивов приурочены к побережью о-ва Суйсари, где были впервые описаны В. М. Тимофеевым (1909 г) и выделены им под названием «суйсарского вулканического комплекса».

Эффузивные породы обычно характеризуются пологим залеганием. Наблюдения В. М. Тимофеева над вариолитами с. Ялгуба говорят о возможных значительных локальных нарушениях, которые претерпели эффузивы. Последние, часто переслаиваясь между собой, залегают в виде покровов.

В районе с. Тер-Наволоок М. А. Гиляровой и Е. М. Михайлюк был описан разрез серий покровов, в каждом из которых нижняя часть сложена пикритами, средняя оливиновыми крупнозернистыми и среднезернистыми диабазами и верхняя часть — афанитовыми диабазами. Все эти породы связаны между собой постепенными переходами. Граница афанитового диабаза с вышележащим пикритом следующего лавового покрова четкая, резкая, что указывает на прерывистое излияние основных лав во времени.

Отсутствие прослоев туфобрекчий и автобрекчий в данном районе указывает на относительно спокойный, трещинный характер излияний основной магмы, не сопровождавшийся вулканическими выбросами.

Совершенно другой характер разреза вулканических пород наблюдается на берегах оз. Укшозеро и оз. Кончезеро. Здесь В. М. Тимофеевым (1935 г) и М. А. Гиляровой (1941) было установлено широкое развитие покрова афанитовых, альбито-пироксеновых, пироксеновых порфиритов, пикритов и связанных с ними автобрекчий и туфобрекчий. Покровы афанитовых порфиритов в районе оз. Укшозеро переслаиваются с туфами и туфобрекчиями, причем пирокластические отложения достигают здесь мощности в 130 м, а мощность покровов афанитовых порфиритов 70 м. Афанитовые порфириты у с. Косалма перекрываются пикритами. Контакт между ними резкий.

Исследованиями В. М. Тимофеева (1935 г) и М. А. Гиляровой (1941) было установлено, что порядок излияния лав в суйсарской вулканической области вообще происходил от более кислых к более основным. Сначала изливались лишённые вкрапленников афанитовые порфириты, далее альбитовые и альбито-пироксеновые порфириты с вкрапленниками альбита и пироксена и в конце пикриты. Все эти разновидности эффузивных пород на перешейке между озерами Кончезеро и Укшозеро дают пестрые кремнисто-глинистые сланцы, многочисленные ксенолиты которых они содержат (Гилярова, 1941, Марго, 1949).

Соотношения разновидностей эффузивов суйсарской серии определяются тем, что афанитовые порфириты прорываются миндалевидными метадиабазами (острова Суйсари и Педрокара), пересекаются жилами альбитового порфирита (острова Суйсари и Картофельный) и развиты в виде ксенолитов в пикритах (о-ва Галковаара). Метадиабазы в контактной зоне с порфиритами обнаруживают эндоконтактные изменения. Миндалевидные метадиабазы также пересекаются жилами альбитового порфирита и содержатся в нем в виде ксенолитов. Их потоки перекрываются потоками и брекчиями пикритов, которые также встречаются в виде пластовых жил в метадиабазях. Ксенолиты минда-

левидных метадиабазов и габбро-диабазов в перидотитах характеризуются значительными изменениями. Плагиоклаз в них нацело замещается клиноцоизитом, цоизитом, мелкочешуйчатым изотропным хлоритом, пренитом (последние два минерала образуют симплектитовые прорастания). Пироксен при этом опацизируется.

Устанавливается некоторая связь между породами определенного состава и их текстурными разновидностями, так, например, афанитовые порфириды чаще всего образуют туфы, туфобрекчии с вулканическими бомбами и шаровые лавы; с пикритами преимущественно связаны брекчии течения (агломератные лавы) или монолитные лавовые потоки, иногда с сохранившейся волнистой поверхностью течения; миндалевидные метадиабазы образуют главным образом мощные лавовые потоки.

Афанитовые порфириды, их туфы, туфобрекчии и шаровые лавы пользуются очень широким распространением в районах Виданского погоста, оз. Укшозеро, с. Соломенного, с. Ялгубы, о-ва Суйсари и оз. Кончезеро.

Туфовые разновидности их образуют или массивные неясно слоистые тонкозернистые серо-зеленые породы, макроскопически иногда неотличимые от афанитовых лав, или отчетливо слоистые, переходящие в крупнозернистые туфы и туфобрекчии, содержащие остроугольные или округлые различной величины от микроскопических до нескольких метров в поперечнике обломки афанитового порфирита и слоистых пелитовых пород. В мелкозернистой туфовой массе часто наблюдаются отдельные эллипсоидальной формы тела — бомбы или части их размером от 5 до 20, реже до 50 см с корочкой закалки, зонально расположенными миндалинами, а иногда и вариолиями. Одна и та же брекчия может содержать обломки различных структурных разновидностей афанитовых порфиритов — миндалевидных, вариолитовых и др.

Шаровые лавы афанитового порфирита морфологически наиболее разнообразны и, увеличиваясь в размерах, образуют постепенные переходы в лавовые потоки с разветвленными концами. Они также обнаруживают наиболее сложно и разнообразно дифференцированные шаровые тела с многократно повторяющимися концентрически расположенными зонами вариолей и миндалин. Вариолиты образуются и вне связи с шаровыми лавами, как, например, известные Ялгубские вариолиты.

Все структурные разновидности афанитовых порфиритов характеризуются выдержанными минералогическим составом и структурой. В них наблюдается нередко выраженная порфировая структура, обусловленная наличием редких спорадических вкрапленников альбита, замещенного вторичными минералами, и иногда авгита. Основная масса состоит из войлока тончайших перепутанных лейст альбита, иногда тремолита, пропитанных бурым стеклом с типичной андезитовой структурой и флюидальной текстурой. Разности, содержащие стекло, характеризуются перлитовой структурой, в виде реликтов сохраняющейся также при замещении стекла изотропным хлоритом. По мере увеличения степени раскristаллизации стекла возрастает количество мельчайших зерен пироксена и рудного минерала. Цемент туфов и туфобрекчий обогащен вторичными минералами, представленными хлоритом, кальцитом, кварцем, халцедоном, кальцитом, реже эпидотом, цоизитом, пренитом и цеолитами. Эти же минералы, а особенно часто халцедон и кварц выполняют миндалины в афанитовых порфиритах.

В. М. Тимофеев в обычных туфах на Гомсельском озере наблюдал прослой пизолитового туфа, содержащего крупные — до 4—6 мм в диа-

метре — округлой или яйцевидной формы пизолиты, которые плотно примыкают друг к другу.

Вариоли преимущественно расположены у внешнего края шаров, по направлению к центру они постепенно исчезают и полностью замещаются раскристаллизованной основной массой с офитовой структурой. Состав вариолей чрезвычайно разнообразный. У внешнего края они имеют стекловатое и зональное строение и содержат большое количество микролитов. По мере движения к центру они полностью раскристаллизованы и в них наблюдается радиально-лучистое расположение волокон и пучков плагиоклаза.

Миндалевидные метадиабазы наблюдались у с. Виданы и оз. Кончезеро, на юго-восточном побережье о-ва Суйсари в с. Ялгуба и других местах. Они представлены серыми или темными синевато-серыми мелкозернистыми плотными породами, содержащими в различных количествах миндалины, выполненные хлоритом, кальцитом, эпидотом, клиноцоизитом и кварцем. Метадиабазы в основном состоят из плагиоклаза и пироксена, характеризующихся различной степенью изменения. Иногда плагиоклаз почти полностью замещен соссуритом, а пироксен роговой обманкой и хлоритом. Метадиабазы часто содержат псевдоморфозы по оливину.

Часто наблюдаются переходы метадиабазов в габбро-диабазы, слагающие нижние горизонты мощных лавовых потоков.

Альбитовые порфириды развиты у с. Виданы, на южном берегу оз. Укшозеро, восточном и юго-восточном берегах о-ва Суйсари и Шардомских островах. Для них характерным является наличие большого количества вкрапленников альбитизированного плагиоклаза, который слагает до 30—50% породы. Плагиоклаз зеленоватого цвета, серицитизирован или загрязнен включениями цоизита, хлорита и кальцита. В значительно меньшем количестве развиты вкрапленники авгита. Основная масса порфиритов состоит из войлока тончайших перепутанных лейст альбита, иногда тремолита с типичной андезитовой и флюидальной текстурами. Стекловатые разности характеризуются перлитовой структурой. Более раскристаллизованные разновидности характеризуются офитовой структурой.

Оливино-авгито-альбитовые порфириды представляют собой промежуточную разновидность между пикритами и альбитовыми порфиридами. От последних они отличаются большим количеством вкрапленников пироксена и наличием псевдоморфоз по оливину, которые состоят из серпентина, хлорита, кальцита. Брекчии и туфы этих порфиритов изменены более сильно, чем таковые, связанные с другими породами суйсарского комплекса.

Пикриты в своем распространении связаны с перидотитами, являясь эффузивными аналогами их. Они также слагают контактные части перидотитовых тел. Широкое развитие пикриты имеют в районе северного побережья оз. Укшозеро, откуда прослеживаются к северу.

Макроскопически пикриты представляют собой плотные серые или зеленые породы, иногда с неровным раковистым изломом. Пикриты характеризуются наличием стекловатой основной массы, пронизанной иголочками тремолита или раскристаллизованной основной массы, состоящей из пироксена, хлорита, иногда микролитов плагиоклаза, нацело замещенных агрегатом цоизита и хлорита, эпидота, магнетита и лейкоксена. Пикриты содержат большое количество вкрапленников, представленных псевдоморфозами по оливину, которые состоят из серпентина,

антигорита, хлорита и карбонатов, а также авгитом. Разновидности пикритов, лишенные вкрапленников, могут быть названы авгититами. Они представляют собой мелкозернистые, полнокристаллические породы, состоящие из изометрических зерен авгита, характеризующихся волнистым погасанием, и незначительного количества цоизита, хлорита и лейкоксена.

Все вышеперечисленные эффузивные породы представлены различными текстурными разновидностями, одной из которых являются шаровые лавы, особенно характерные для афанитовых порфиритов. Шаровые лавы распространены повсеместно, но особенно широкое развитие они имеют в районе о-ва Суйсари—с. Ялгубы, где впервые в 1916 г. они были обнаружены В. М. Тимофеевым. В шаровых лавах этого района можно наблюдать все переходы от идеальных шаров до причудливых тел, представляющих собой миниатюрные лавовые потоки. Последние образуют все переходы от пластов, нацело состоящих из шаров или туфов и брекчий, в которых отдельные шары наблюдаются спорадически, или до сплошных лавовых потоков.

Шары по строению характеризуются большим разнообразием. Наблюдаются все переходы от совершенно однородных шаров до структурно дифференцированных, характеризующихся наличием многочисленных концентрических зон. Они несут на себе явные следы пластических деформаций.

Шары обладают различной величиной от 10 см до 2—3 м в поперечнике, но для каждого отдельного потока характерны шары определенного размера. Шары окружены тонкой рассланцованной хлоритовой оболочкой, за которой следует корочка закалки, сложенная вулканическим стеклом. Центральные газové пустоты в общем повторяют форму своего шара и обладают в идеальных случаях караваяобразной формой, характеризующейся наличием нижней плоской и верхней выпуклой поверхностями.

Междушаровые пространства, имеющие форму сферических треугольников, выполняются гидротермальными минералами или туфовым или очень редко песчаным материалом.

С суйсарскими шаровыми лавами связано образование поствулканических минералов, представленных халцедоном, агатом и даже (редко) аметистом, которые выполняют крупные миндалины, центральные пустоты и междушаровые пространства.

Рассматриваемые эффузивы, в отличие от всех других более древних зеленокаменных пород, характеризуются более слабым метаморфизмом. В отдельных разновидностях их наблюдается даже вулканическое стекло.

Верхняя толща представлена туфопесчаниками и туфами, которые слагают центральные части пологих синклинальных структур в районе оз. Сандал, Кедр-Озеро и п-ова Кулмуksа. Здесь туфопесчаники согласно перекрывают туфосланцы нижней толщи.

В основании толщ, непосредственно на туфосланцах лежит пачка темных туфов. Туфопесчаники состоят из округлых зерен буроватого полураскристаллизованного стекла, окатанных обломков кварца, плагиоклаза и мельчайших галечек порфирита с ясной микролитовой структурой. Структура породы псаммитовая, текстура слоистая. Слоистость вызвана чередованием прослоев различной зернистости и окраски. Туфы, присутствующие в данной пачке пород, по своему составу и структурам аналогичны туфам, описанным в нижней толще. Мощность пачки тем-

ных туфопесчаников 5 м. На этих породах согласно лежит пачка розовых туфопесчаников, переслаивающихся с розовато-серыми тонкозернистыми туфосланцами. Прослой туфопесчаника имеют мощность 1—1,5 см, туфосланца 4—5 см. Розово-серые слои туфосланца отличаются очень тонкой слоистостью и состоят из мелких, остроугольных, реже округлых зерен плагиоклаза, кварца и порфирита, сцементированных мелкочешуйчатым агрегатом хлорита с чешуйками биотита. Обломки составляют 60—70% от всей массы породы. Структура в прослоях розовых туфосланцев алевритовая, в более грубозернистых туфопесчаниковых прослоях псаммитовая. Мощность пачки розовых туфосланцев и туфопесчаников измеряется в 20 м.

Выше по разрезу описанные породы сменяются темно-серыми, почти черными слоистыми туфопесчаниками мощностью 10 м, состоящими на 80% из слабо окатанных обломков плагиоклаза с единичными зернами кварца, сцементированными мутной глинисто-пелитовой массой. Среди этих пород присутствуют прослой (до 1 м) черного глинисто-кремнистого сланца, содержащего тонкорассеянное органическое вещество.

Непосредственно на размытой поверхности темно-серых и черных туфопесчаников залегают нижние слои иотнийских песчаников, в которых присутствуют линзы конгломератов с галькой суйсарских туфосланцев, диабазов и черных доломитизированных известняков сланцевой толщи онежской серии.

#### Кумсинский участок

На Кумсинском участке карельские образования развиты в узкой субширотной зоне между г. Медвежьегорском, селами Повенец и Пергуба на востоке и оз. Кумч-Озеро (с. Покровское) на западе. Важным для понимания геологии данного участка является мощная полоса конгломератов, протягивающаяся вдоль осевой части этой зоны от с. Плакковара на восток-юго-восток через с. Падун до оз. Плотицьего, южнее г. Медвежьегорска и отделяющая ее северную часть, которая представляет собой синклинальную структуру, расположенную вдоль долины р. Кумсы, от южного поля зеленокаменных вулканических толщ, круто надвинутых на север на южное опрокинутое крыло Кумсинской синклинали.

Все осадочные и вулканические толщи данного участка объединялись В. М. Тимофеевым (1935а, г.), Н. Г. Судовиковым (1937и, 1939а, в) и Ю. С. Неуструевым (1934 г.) в карельскую формацию, представленную здесь, по их мнению, ятулийскими образованиями. Л. Я. Харитонов (1938, 1941), подтвердив своими исследованиями указания А. А. Иностранцева (1877), что конгломераты полосы с. Плакковара — с. Падун отмечают несогласие среди отмеченных толщ, разделил эти карельские образования на сегозерскую кварцито-диабазовую свиту с базальными сланцами (корой выветривания) в основании и более молодую, онежскую кварцито-сланцевую свиту, через базальные конгломераты залегающую несогласно на первой. Наличие отмеченного несогласия было впоследствии подтверждено многими геологами.

Однако после работ Х. Вейринен (Väyrynen, 1938), а затем и других исследователей (Р. Eskola, 1948; К. О. Кратц и О. А. Рийконен, 1958 г.), установивших наличие коры выветривания на конгломератах (онежских, — по Л. Я. Харитонову) в районе с. Падун и в других местах, было выяснено, что это несогласие, а вместе с ним и подконгло-

мератовые основные вулканиды являются более древними, по их мнению, доятулийскими (т. е. досегозерскими, см. выше «Нижний протерозой»).

Снова возвращаясь к этому вопросу, Л. Я. Харитонов (1959 г.) приходит к мнению, что здесь имеют место два разновозрастных базальных конгломерата: гранитный — сегозерский, затронутый корой выветривания, и полимиктовый — онежский (рис. 21), и тем самым подтверждает свое прежнее представление о наличии здесь двух ранее выделенных им систем.

Указанное мнение о наличии на данном участке двух базальных конгломератов и соответствующих им свит не разделяется другими исследователями. Неоднозначно в настоящее время решается также вопрос, о наличии, как считает Л. Я. Харитонов, кварцито-песчаников с базальными сланцами (корой выветривания) и частью конгломератами (?)

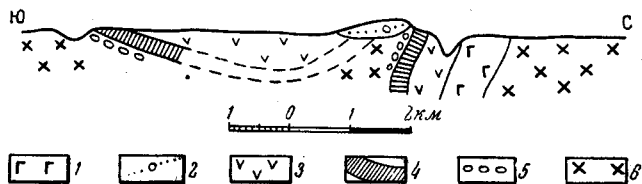


Рис. 21. Профиль карельских образований у с. Падун (по Л. Я. Харитонову, 1959)

1 — габбро-диабазы; 2 — чебинские полимиктовые конгломераты; 3 — диоритовые порфириды, брекчи, мандельштейны; 4 — ятулийские кварциты; 5 — сариолийские конгломераты; 6 — архейские граниты

в основании вышеупомянутой вулканической толщи на южном краю Кумсинского участка, где, как указывают другие исследователи, между этими образованиями проходит тектонический контакт (Кратц и Рийконен, 1958 г.). Поэтому за исключением спорного вопроса о положении подконгломератовой вулканической толщи южной конгломератовой полосы, которая описана выше в разделе «Нижний протерозой», в настоящем томе к среднему протерозою Кумсинского участка отнесены все конгломераты и перекрывающие их осадочно-метаморфические толщи — собственно-карельская формация (по П. Эскола и Гиляровой) или верхний карелий (по К. О. Кратцу).

Средний протерозой на Кумсинском участке представлен породами онежской серии, состоящей из трех толщ: конгломератовой, кварцито-песчаниковой и доломито-сланцевой.

Конгломератовая толща слагает полосу длиной около 20 км и шириной от 200 до 1500 м в южном крыле Кумсинской синклинали. Более мелкие выходы конгломератов наблюдались в юго-западной части структуры оз. Пейбойн-ламби и к югу от г. Медвежьегорска. Конгломераты также отмечались у 6-го шлюза БКК (Шмыгалев, 1941 г.) и в скважине к северу от г. Медвежьегорска (Белицкий, 1935 г.). К этой же толще относятся базальные образования, представленные осадочной брекчией, которая отмечена на двух участках южнее г. Медвежьегорска.

Среди конгломератов выделяются две разновидности. Одна из них характеризуется преобладанием гальки гнейсо-гранитов и гранитов; другая имеет полимиктовый состав. В ней наряду с гнейсо-гранитами, иногда сильно серицитизированными («выветрелыми»), наблюдаются



гальки серицито-кварцевых и кварцитовых сланцев, мелкозернистых кварцитов, кварцевых порфиров и в значительном количестве зеленокаменных пород. Большой частью в составе обломочного материала конгломератов присутствуют подстилающие породы. Обломочный материал, как правило, слабо окатан. Обычно сортировка материала отсутствует, иногда наблюдается слабая слоистость, выраженная в чередовании прослоев с галькой и валунами и почти лишенных их. Мощность последних варьирует от 10 см до нескольких десятков метров. Цемент гранитных конгломератов аркозовый; в полимиктовых он состоит из амфибола, хлорита, серицита, кварца и мелких галечек и песчинок различных пород. Цемент всех конгломератов обычно рассланцован.

Конгломераты данного участка повсюду залегают на зеленокаменных породах нижнего протерозоя и лишь в исключительных случаях (озера Пейбойн-ламби, Маткозеро) подстилаются гранитами.

Наиболее полный разрез толщи конгломератов наблюдается в центральной части Кумсинской структуры у с. Падун (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Полимиктовые конгломераты, имеющие резкий контакт с подстилающими их с юга вулканическими диабазовыми брекчиями нижнего протерозоя и содержащие большое количество слабо окатанной гальки диабазы и зеленого сланца и редкие более крупные гальки и валуны крупнозернистого гранита с голубым кварцем. Цементом конгломератов является зеленый сланец. В конгломератах наблюдается слоистость, выраженная в чередовании маломощных прослоев, содержащих гальки различных размеров	70
2. Полимиктовые конгломераты с галькой преимущественно гранитов, в меньшей мере зеленокаменных пород и редко мелкозернистого кварцита	80
3. Полимиктовые конгломераты с преобладанием хорошо окатанной гальки зеленокаменных пород	70—75
4. Гранитные конгломераты, состоящие главным образом из гальки и валунов гнейсо-гранитов и небольшого количества амфиболитов и зеленых сланцев. Цемент конгломератов—аркоз и аркозовый сланец. В верхней части в зоне мощностью около 15 м гранитные конгломераты, затронутые корой выветривания, содержат гальку серицитизированного гнейсо-гранита и переходящие вверх по разрезу в безгалечные грубозернистые аркозы	115

Максимальная мощность этой вертикально стоящей базальной толщи достигает здесь 300 м. По простиранию на восток и запад мощность конгломератов уменьшается до 5—6 м у оз. Плотичье и 5—10 м у оз. Пейбойн-ламби, при этом из разреза выпадают существенно зеленокаменные полимиктовые разновидности. В случае небольшой мощности толщи конгломераты полностью (оз. Плотичье) или в значительной мере захвачены древней (ятулийской) корой выветривания (полевые шпаты галек и цемента замещены серицитом).

Кварцито-песчаниковая толща, сложенная кварцитами, кварцито-песчаниками, аркозовыми песчаниками и кварцевыми конгломератами, широко развита в пределах Кумсинской синклинали и прослеживается вдоль всего северного и южного крыльев ее.

Ее соотношения с более древними породами определяются наличием в ее основании древней коры химического выветривания, то на гранитоидах (с. Остречье, р. Остер, оз. Григозеро и др.), то на вышеописанных конгломератах (озера Пейбойн-ламби, Плотичье, Маткозеро, с. Падун и др.). Особенность этой коры выветривания заключается в том, что при интенсивном, нередко и полном разложении полевых шпатов, теперь замещенных серицитом, исходные породы (гнейсо-граниты, конгломераты) сохраняют свои первичные структуры. Местами,

как например, у с. Падун, у оз. Маткозеро, кора выветривания сильно осланцована и превращена в базальные серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы. Наибольшая сохранившаяся мощность коры выветривания установлена у с. Падун и у оз. Плотичьего, где она достигает 5—6 м.

Кварциты, кварцито-песчаники и аркозовые песчаники представляют собой светло-серые, серовато-белые, розовато-серые, желтовато-белые мелкозернистые и среднезернистые породы или с хорошо выраженной слоистостью или неслоистые, рассланцованные. Кварциты состоят из кварца и имеют бластопсаммитовую структуру. Они пользуются незначительным распространением.

В состав кварцито-песчаников наряду с кварцем входят плагиоклаз, микроклин, серицит и незначительные количества хлорита, биотита и мусковита. Структура их бластопсаммитовая с участками лепидобластовой.

Аркозовые песчаники характеризуются большим количеством плагиоклаза и микроклина; по сравнению с кварцито-песчаниками (30—35%), и имеют аналогичную с ними структуру.

Кварцевые конгломераты представляют собой светлоокрашенные породы, состоящие главным образом из хорошо окатанных галек и валунов жильного кварца, иногда кварцита и редких галек гранитов, заключенных в серицито-кварцевый или полевошпато-кварцевый цемент.

Наиболее полный разрез кварцито-песчаниковой толщи наблюдался в западной части северного крыла Кумсинской синклинали в районе с. Остречье (снизу вверх):

	Мощность в м
1. На серицитизированных гнейсо-гранитах (кора выветривания) залегают гетерозернистые аркозовые песчаники с параллельной и косой слоистостью, содержащие прослои (до 0,1—2 м) кварцевых конгломератов . . .	150—200
2. Метадиабазы, среднезернистые с офитовой структурой (силл?) . . .	90
3. Кварцито-песчаники слоистые, частью косослоистые с маломощными прослоями (до 10 см) кварцевых конгломератов и знаками ряби . . .	15—20
4. Метадиабазы, местами с миндалевидной текстурой . . .	120—150
5. Кварциты и кварцито-песчаники косослоистые с тонкими прослоями мелкозернистых серицито-кварцевых сланцев, часто разбитые трещинами усыхания . . .	50—60

Общая мощность осадочных пород этой толщи на данном участке 215—280 м.

Разрез кварцито-песчаниковой толщи довольно однообразен в пределах Кумсинского участка и меняется в основном мощности отдельных горизонтов. В юго-восточной части южного крыла Кумсинской синклинали (район бывш. рудника Воронов бор) выше нижнего метадиабазового пласта залегают гетерозернистые рудные песчаники, отличающиеся от других наличием в цементе рудных минералов: халькопирита, борнита, азурита, малахита и ковеллина. Мощность рудных аркозов 12—15 м. В подошве пласта установлена зона эруптивной брекчии мощностью 0,8—1,2 м, в которой обломки аркозовых песчаников сцементированы измененными миндалевидными метадиабазами. Некоторые исследователи рассматривают эти образования в качестве базальных конгломератов выше залегающей толщи кварцито-песчаников и карбонато-сланцевых пород (Харитонов, 1949, 1959).

К рудному горизонту аркозовых песчаников приурочено месторождение бедных медных руд Воронов бор, которое генетически связано с метадиабазами, прорывающими эту толщу (Дюков, 1950 г.).

Доломито-сланцевая толща, представленная известняками, доломитами, серицито-кварцевыми и серицито-кварцево-карбонатными сланцами, развита в северном и южном крыльях Кумсинской структуры, в ее западной и восточной частях.

Известняки и доломиты представляют собой средне- и крупнозернистые слоистые и массивные белые, серовато-белые, розоватые и желтоватые породы с гранобластовой структурой, состоящие из кальцита, доломита, кварца.

Серицито-кварцевые сланцы — мелкозернистые, тонкозернистые, красновато-коричневые, зеленовато-серые, серовато-коричневые породы, состоящие из кварца, серицита, и карбонаты. Структура их микролепидогранобластовая.

В западной части структуры характеризуемой толщи в нижней части (снизу вверх) выделяется пачка переслаивающихся мелкозернистых серицитовых песчаников и серицито-кварцевых сланцев в отдельных прослойках, нередко разбитых трещинами усыхания; мощность пачки 25—30 м. Выше залегает пачка карбонатных пород, в которой нижний горизонт мощностью 10—13 м состоит из средне- и крупнозернистых сероватого цвета неясно-слоистых доломитов. Последние через доломитовые известняки мощностью в 2 м вверх сменяются горизонтом средне- и крупнозернистых белых известняков мощностью 8—12 м. Известняки прорываются пластовой интрузией бластофитовых средне- и крупнозернистых метагаббро-диабазов.

На контакте с метадиабазам в карбонатных породах наблюдаются карбонатно-хлоритовые скарновые зоны.

В восточной части Кумсинской структуры эта толща представлена тонкослоистыми красновато-коричневыми серицито-кварцевыми сланцами и доломитами общей мощностью около 70—80 м.

Карбонатными породами заканчивается известный разрез среднепротерозойских образований Кумсинского участка.

### Восточно-Карельская синклиновая зона

Восточно-Карельская синклиновая зона в виде полосы изменчивой ширины прослеживается в юго-восточном направлении от южного берега оз. Топ-Озеро до оз. Выг-Озеро, затем в широтном направлении до границы с Архангельской областью и далее в пределах ее, где докембрийские образования скрываются под горизонтально залегающим палеозойским осадочным чехлом Русской платформы. Общая протяженность этой зоны более 500 км, максимальная ширина в юго-восточной части 75—80 км.

Данная зона представляет собой сложный крупный синклинорий, ограниченный с северо-востока областью распространения беломорской серии, прорванной гранитоидами архея (Беломорский блок), а с юго-запада узким Центрально-Карельским антиклинорием (сложенным архейскими и частью более молодыми нижнепротерозойскими гранитами), отделяющим ее от параллельной полосы развития протерозойских пород Западно-Карельской синклиновой зоны.

В пределах Восточно-Карельской зоны протерозойские осадочно-вулканогенные и интрузивные образования распространены в виде разобщенных полос различной ширины и длины. Это главным образом территория между южным берегом оз. Топ-Озеро на севере и северо-западным берегом оз. Выг-Озеро на юге (район озер Шомб-Озеро,

Тунгудское, Шуезеро, Воинг-Озеро) и бассейн среднего течения р. Кеми. Небольшие участки наблюдаются в районе среднего течения р. Выг, в верховьях р. Кумбуксы и в западной части возвышенности Ветреного пояса, большая часть которого расположена на территории смежной Архангельской области.

Изучение протерозойских пород этой зоны фактически началось только после Великой Октябрьской социалистической революции. До этого времени геологическими исследованиями затрагивались лишь отдельные, небольшие участки юго-восточной ее части, привлекавшие к себе внимание в связи с пруроченностью к ним небольших рудных месторождений.

К числу таких участков относится прежде всего район с. Надвоицы, неоднократно посещавшийся различными исследователями (Озерецковский 1792; Helmersen, 1860 и др.) с целью изучения расположенного здесь старинного Воицкого золото-медного рудника, а также юго-восточная часть Тунгудского района, в пределах которой расположено открытое в шестидесятых годах XIX в. Шуезерское молибденово-медное месторождение (Иностранцев, 1877; Борисов, 1910; Тимофеев, 1916а и др.).

Систематическое изучение протерозоя описываемой зоны началось, по-существу, только в 30-х годах текущего столетия, когда Ленинградский геологоразведочный трест приступил к проведению на территории Карелии планомерных геологосъемочных и поисковых работ.

Одними из первых в этом направлении явились работы В. М. Тимофеева (1935в), проведенные в 1926—1933 гг. в южной части Сегежского района, в результате которых он отнес широко развитые здесь кварцито-диабазовые толщи к сегозерскому отделу карельской формации. Соответственно этому граниты, прорывающие в районе ст. Надвоицы зеленокаменные породы и кварциты, были определены им как посткарельские.

В 1931—1932 гг. Ю. С. Неуструев (1933), продолжая изучение протерозойских образований района с. Надвоицы — ст. Парандово, подтвердил выводы В. М. Тимофеева. Развитие в районе с. Надвоицы альбитофиры и порфиры рассматривались им как краевая фация посткарельских гранитов.

В эти же годы Н. Г. Судовиков (1931б, 1933, 1934а), проводивший геологические исследования в районе с. Тунгуда — оз. Пибозеро, установил широкое развитие здесь кварцитовых и метадиабазовых толщ, в районе с. Тунгуды прорывающихся гранитами, гранодиоритами и кварцевыми порфирами. Возраст этих толщ он определял как ятулийский. Среди зеленокаменных пород данного района Н. Г. Судовиков выделил разновидности от слабо измененных основных эффузивов до порфиробластических гранатовых амфиболитов, имеющих широкое развитие в районе оз. Пибозеро. Эта серия пород рассматривалась им как различные метаморфические фации единой диабазовой формации.

На берегах оз. Косого, в районе с. Нотто-Варака и в окрестностях с. Машозера Н. Г. Судовиковым были отмечены своеобразные породы, состоящие из многочисленных обломков метадиабазов и метапорфиритов, гранитов, кварцитов и кератофигов, аналогичных породам, развитым в окружающем районе. Эти породы были определены им как вулканическая брекчия и отнесены к наиболее молодым образованиям района.

В период с 1933 по 1940 г. в пределах территории Восточно-Карельской зоны проводились систематические геологосъемочные и поисковые работы (Альбов, Бунтин, Вагапова, Володин, Неуструев, Харитонов, Чивжель и др.). Наиболее важную роль сыграли исследования Л. Я. Харитонова и Е. Н. Володина, проведенные в центральной части Тунгудского района и внесшие существенные изменения в представления о стратиграфии протерозоя Восточной Карелии.

Результатом этих исследований явилось расчленение карельской формации на две разновозрастные системы — сегозерскую и онежскую, разделенные эпохой диастрофизма, связанного с ним мигматизма и последующим периодом денудации. Л. Я. Харитоновым и Е. Н. Володиным было установлено, что породы, рассматривавшиеся Н. Г. Судовиковым как вулканические брекчии, в действительности представляют собой метаморфизованные полимиктовые конгломераты, являющиеся базальными образованиями более молодой — онежской системы.

Развитые в Тунгудском районе граниты, по данным Л. Я. Харитонова, прорывают образования сегозерской системы, присутствуя в виде гальки в полимиктовых конгломератах более молодой онежской системы. Соответственно возраст этих гранитов определялся им как постсегозерский (внутрикарельский).

В результате дополнительных исследований Н. Г. Судовиков (1939 г.), подтвердил ранее высказанное им представление о геологии района с. Тунгуда, что и нашло отражение в опубликованных им сводных геологических картах Карелии (1946, 1947а). В связи с этим вопрос о расчленении карельской формации приобрел остро дискуссионный характер.

С 1935 г. Н. В. Альбовым были начаты геологическая съемка и поиски в пределах возвышенности Ветреного пояса, в результате которых впервые была разработана стратиграфическая схема протерозоя этого региона. В составе протерозоя Н. В. Альбов выделил осадочно-вулканогенную толщу и основные интрузивные породы, которые рассматривал как карельские, а к более молодым посткарельским образованиям относил комплекс пикрито-базальтов и их интрузивные аналоги.

Особенно большой размах геологические исследования в восточной Карелии приобрели в послевоенные годы, когда вся рассматриваемая зона была охвачена детальной геологической съемкой. В результате этих работ (Дюков 1947, 1952, 1953 гг.; Иванова 1952.; Кратц, 1951 г.; Макарова 1954 г.; Лазуткин, 1947 г.; Колесникова, 1954 г.; Макеенко, 1947 г., 1949 г.; Кириченко, 1951 г.; Мотычко, 1947 г.; Робонен, 1951 г., 1953 г.; Сотникова, 1952, 1953 гг.; Фиженко, 1947 г.; Яковлева, 1954 г.; Кайряк, 1953—1957 гг. и др.) была подтверждена необходимость расчленения карельской формации. Одновременно в предложенную ранее стратиграфическую схему Л. Я. Харитонова были внесены уточнения и дополнения, которые особенно коснулись строения, состава и распространения толщ, лежащих ниже полимиктовых конгломератов (сегозерская система Л. Я. Харитонова). Выяснилось, что в составе этого комплекса, помимо наиболее широко развитых зеленокаменных пород и кварцитов, участвуют толщи разнообразных парасланцев, амфиболитов и глубоко метаморфизованных основных и кислых эффузивов, подстилающих кварцито-диабазовые толщи и представляющие собой наиболее низкие члены разреза протерозоя. Существенную роль в изучении этих образований сыграли материалы, полученные при поисково-разведочных работах, проведенных на Парандовском месторождении

и в его окрестностях (Глебова-Кульбах, 1947 г.; Носикова, 1947—1950 гг.; Дюков, 1953—1954 гг. и др.), а также работы Л. А. Кириченко, 1951 г. в районе оз. Пибозеро.

Согласно сложившимся к настоящему времени представлениям, в строении протерозойских образований рассматриваемой зоны принимают участие два разделенные отчетливо выраженным несогласием комплекса пород, резко отличающиеся литологическим составом и степенью метаморфизма. Эти две разновозрастные группы получили различные наименования. Так, Л. Я. Харитонов (см. выше) называл их сегозерской и онежской системами нижнего протерозоя, М. А. Гилярова выделяла докарельский (Верхнеархейский) и карельский (нижнепротерозойский) комплексы. К. О. Кратц, подобно Л. Я. Харитонову, отнес все образования к нижнему протерозою, выделил нижний и верхний карелий. Объемы выделяемых разновозрастных групп, а также их площадные распространения отмеченными исследователями трактуются различно.

В представляемом томе более древний комплекс выделен под наименованием нижнего протерозоя, а более молодой отнесен к среднему протерозою.

С учетом площадного распространения выделяемых комплексов, степени изученности отдельных участков и для удобства описания Восточно-Карельская зона с известной степенью условности подразделяется на ряд участков: северо-западный — Шомбозерский, центральный — Тунгудско-Шуезерско-Пибозерский, юго-восточный — Выгозерский и восточный — участок Ветреного пояса. Перечисленные участки на современном срезе разобцены (по простирацию) поднятиями, в которых преимущественное распространение имеют архейские образования, прорванные местами протерозойскими гранитами.

Приводимое ниже описание Восточно-Карельской синклинойной зоны дается по подгруппам, а в пределах их — по участкам. Отдельно выделено описание в целом участка Ветреного пояса.

### НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Выделение разновозрастных комплексов (серий, толщ) среди образований, отнесенных в настоящей сводке к нижнему протерозою, производится лишь с 1953 г. При этом, если относительный возраст их признается большинством исследователей, то положение в сводной стратиграфической схеме докембрия Карелии имеет различное толкование и поэтому заслуживает краткого рассмотрения.

Так, С. А. Дюков (1953 г.) впервые среди нижнепротерозойских (сегозерских — по Харитонову) образований района с. Парандово — ст. Надвоицы выделил два разновозрастных комплекса, отличающихся по литологическому составу и характеру метаморфизма: нижний, в котором различал парандовскую и надвоицкую сланцевые толщи, и согласно его перекрывающий верхний однореченско-сумской осадочно-вулканогенный комплекс.

Предложенное Л. А. Кириченко (1950) подразделение протерозойских образований района оз. Лежево-Пибозеро нашло свое дальнейшее развитие в работах В. И. Робонена (1953 г.), который выделил в пределах отмеченного района нижнюю флишоидную и верхнюю вулканогенную формации, а также К. О. Кратца (1952 г.), назвавшего

их соответственно пезозерской параамфиболито-сланцевой и шуезерской вулканогенной свитами нижнего карелия.

Позднее Л. Я. Харитонов (1955, 1957) нижний комплекс (по Дюкову) выделил под названием парандовской свиты, отнесенной им к нижнему протерозою, тогда как верхний комплекс по аналогии с подобными образованиями района с. Тунгуда отнес к сегозерской свите, которую вместе с более молодой онежской рассматривал как верхнепротерозойскую.

В противоположность отмеченному представлению, В. А. Перевозчикова (1955 г.), считая парандовскую свиту верхнеархейской, более молодую (сегозерскую по Харитонову) свиту под названием тунгудско-надвоицкой отнесла к нижнему протерозою.

При составлении геологической карты Карелии масштаба 1:1 000 000 указанные выше комплексы (свиты) были выделены (как и в данном томе) в парандовскую и тунгудско-надвоицкую серии нижнего протерозоя.

В отличие от парандовской спилито-кератофиро-сланцевой серии, в составе тунгудско-надвоицкой серии преобладающую роль играют вулканогенные образования преимущественно основного состава и резко подчиненные им осадочные образования — кварциты, кварцево-серицитовые и частью филлитовидные сланцы, которые менее метаморфизованы, чем аналогичные породы нижней (парандовской) серии.

Породы парандовской серии на современном эрозионном срезе выступают лишь на небольших, ограниченных узких участках, тогда как образования более молодой тунгудско-надвоицкой серии пользуются широким площадным распространением. Взаимоотношения между указанными сериями и граница между ними не везде и не всегда определяются достаточно ясно.

Определенно устанавливается лишь, что в случае совместного их распространения первая (парандовская), существенно сланцевая серия занимает в разрезе наиболее низкое положение; характерные же для второй серии относительно хорошо сохранившиеся эффузивы и переслаивающиеся с ними кварциты и кварцево-серицитовые сланцы тяготеют к верхней части разреза.

Следует отметить, что по представлениям некоторых исследователей (В. А. Перевозчикова, 1955 г.; К. О. Кратц, 1956 г.), толщи пород, относящиеся к парандовской и тунгудско-надвоицкой сериям, залегают несогласно и разделены перерывом.

С. А. Дюков, не отрицая проявления тектонических движений между указанными сериями, считает, однако, что структурное несогласие и перерыв между ними имеющимися фактическими материалами не подтверждаются. В связи с этим он не считает возможным выделять отмеченные группы пород нижнего протерозоя как серии и именует их комплексами.

Описание нижнего протерозоя дается по отдельным участкам Выгозерскому, Тунгудско-Шуезерско-Пезозерскому и Шомбозерскому.

#### Выгозерский участок

В пределах Выгозерского участка, прилегающего к северо-западному, юго-западному и юго-восточному берегам оз. Выг-Озеро, осадочно-вулканогенные образования нижнего протерозоя распространены в виде целого ряда сравнительно небольших полос, разобщенных между собой обширными полями гранитоидов архейского и нижнепротерозой-

ского возрастов. Наиболее значительной является полоса, протягивающаяся от района среднего течения р. Идель, через с. Сумское и ст. Надвоицы вдоль западных берегов оз. Выг-Озеро, в район ст. Сегежа. К северо-западной части ее приурочено Парандовское серноколчеданное месторождение. Общая протяженность этой полосы (часто называемой Парандовско-Надвоицкой) около 60 км при ширине от 2 до 10 км.

В строении Выгозерского участка принимают участие почти исключительно нижнепротерозойские образования; отложения среднего протерозоя распространены очень ограниченно и характеризуются лишь незначительными площадями полимиктовых конгломератов, известных в районе к востоку от с. Вост. Идель и на юго-восточном берегу оз. Выг-Озеро.

Нижнепротерозойские образования представлены базальными конгломератами, аркозами, кварцитами, разнообразными парасланцами, порфиробластическими и другими амфиболитами, метаморфизованными кислыми и основными эффузивами. Толщи этих пород прорваны интрузиями габбро, габбро-диабазов, лейкогаббро-диабазов, а также крупными массивами плаггиомикроклиновых и микроклиновых гранитов и гранодиоритов.

Стратиграфический разрез нижнепротерозойских образований данного участка наиболее полно представлен и хорошо изучен в упомянутой выше Парандовско-Надвоицкой полосе, особенно в ее северо-западной части. В составе нижнепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса этой полосы выделяются две группы пород, одна из которых, занимающая низы разреза, относится к парандовской, а другая, приуроченная к его верхам, — к тунгудско-надвоицкой сериям.

Образования, относимые к парандовской серии, наиболее типично развиты в районе Парандовского серноколчеданного месторождения. Здесь они представлены парасланцами пестрого состава и переслаивающимися с ними порфиробластическими и мелкозернистыми амфиболитами и измененными кислыми и основными эффузивами.

Породы тунгудско-надвоицкой серии, слагающие верхнюю часть нижнепротерозойского комплекса, представлены широко развитой мощной толщей основных эффузивов, зеленых сланцев и переслаивающихся с ними и подчиненных им кварцитов, кварцито-песчаников и кварцево-серцитовых сланцев.

Роль этих различных групп пород в составе осадочно-вулканогенного комплекса нижнего протерозоя неодинакова.

Породы нижней парандовской серии приобретают значительное распространение лишь в северо-западной и центральной частях Парандовско-Надвоицкой полосы, тогда как в других местах они встречаются сравнительно редко и слагают лишь небольшие площади, приуроченные к антиклинальным перегибам и эрозионным окнам среди перекрывающих их основных эффузивов тунгудско-надвоицкой серии. Подобные участки, сложенные породами парандовской серии, известны в районе нижнего течения р. Идель, к юго-востоку от оз. Идель, на восточных берегах оз. Выг-Озеро, в районе к востоку от с. Вост. Идель и др.

Возможно, что породы парандовской серии имеют более широкое развитие, чем это показано на современных геологических картах данной зоны. Такое предположение можно сделать в связи с трудностью отделения измененных основных эффузивов парандовской серии от



аналогичных пород тунгудско-надвоицкой серии, а также из-за очень слабой обнаженности этих образований в пределах рассматриваемой полосы.

Наиболее полный разрез нижнепротерозойских образований, в результате детальных работ (Дюков 1953 г.), был установлен в районе с. Сумского, где наблюдались обе выделенные выше группы (серии).

**Парандовская серия.** В основании нижнепротерозойского комплекса залегают базальные гранитные конгломераты, перекрывающие архейские плагиограниты. Граница, установленная по данным бурения между ними, нечеткая, так как переход от гранитов к конгломератам происходит через зону сильно разрушенных гранитов, трудно отличаемых в керне от нижних горизонтов конгломератовой толщи.

Конгломераты состоят из галек олигоклазового гранита и кварца, заключенных в неравномернозернистый цемент из карбоната, мелких чешуек серицита и различной величины песчинок и зерен кварца и полевого шпата. Степень окатанности крупнообломочного материала различная. Преобладает хорошо окатанная галька, хотя нередко встречаются и субугловатые обломки.

В низах конгломератовой толщи количество галечного материала довольно значительное; вверх по разрезу количество галек и их размеры резко уменьшаются и конгломераты постепенно сменяются аркозовыми кварцитами, в большом количестве содержащими карбонат и серицит.

Мощность конгломератов незначительная и непостоянная. В разрезах, пересеченных буровыми скважинами, она колеблется от 6 до 16 м.

Аркозовые кварциты, перекрывающие конгломераты\*, представлены мелкозернистой и неравномернозернистой породой светло-серого цвета, иногда с зеленоватым и розоватым оттенками, с гранобластовой структурой. В низах пачки кварциты содержат единичные прослой гранитного конгломерата и переслаиваются с маломощными (0,5—3 м) прослоями серицито-кварцево-карбонатных сланцев, которые иногда обладают тонкой слоистостью, обусловленной чередованием маломощных слоев с различным содержанием карбоната.

Общая мощность пачки аркозовых кварцитов определяется в 30—40 м. Вместе с подстилающими их конгломератами они составляют базальную толщу для нижнепротерозойских образований.

Непосредственно на аркозовые кварциты налегает очень пестрая толща, характеризующаяся переслаиванием в различной степени измененных эффузивов с порфиробластическими амфиболитами и парасланцами.

В составе ее широко распространены измененные эффузивы, представленные как основными, так и кислыми разновидностями. К первым относятся метадиабазы, метадиабазовые мандельштейны, зеленые сланцы и метаморфизованные туфы и туфобрекчии. Довольно отчетливо устанавливается, что в низах толщи основные эффузивы представлены более сильно измененными разновидностями (амфиболовыми и зелеными сланцами, мелкозернистыми амфиболитами), тогда как в верхней части разреза степень метаморфизма их уменьшается и наряду с разнообразными зелеными сланцами встречаются сравнительно хорошо сохранившиеся эффузивы.

\* *Прим. ред.* Существуют также мнения о более молодом нижнепротерозойском, и даже среднепротерозойском возрасте описываемых здесь конгломератов и аркозовых кварцитов.

Мощность отдельных пачек их колеблется в широких пределах от нескольких до 100—120 м.

Кислые эффузивы представлены кварцевыми кератофирами и альбитофирами, как правило, сильно измененными и нередко превращенными во вторичные кварциты и кварцево-биотитовые сланцы.

Мощность пластовых тел кислых эффузивов колеблется от 2—3 до 25 м.

Довольно широко распространенные в составе этой толщи порфиробластические амфиболовые сланцы и порфиробластические амфиболиты наиболее часто встречаются в нижней части разреза. Мощность образуемых ими прослоев варьирует от нескольких десятков сантиметров до 25—30 м.

Большая часть порфиробластических амфиболитов несомненно представляет собой породы первично осадочного происхождения; переслаивающиеся с измененными эффузивами парасланцы наиболее часто встречаются в низах разреза, тогда как в верхней части они имеют подчиненное значение. Среди них выделяются биотито-кварцевые, кварцево-биотитовые, кварцево-биотито-хлоритовые, кварцево-биотито-эпидотовые, кварцитовые, кварцево-амфиболовые и другие разновидности. Мощность сланцевых прослоев редко превышает 10 м. Для всей толщи характерно наличие многочисленных маломощных кварцево-карбонатных прожилков.

Для характеристики этой неоднородной толщи ниже приводится разрез по скв. 28, пройденной к юго-западу от с. Сумского (Дюков, 1954 г.) Описание разреза дается от устья скважины.

	Мощность в м
1. Кварцево-биотитовый сланец, тонкозернистый, темно-серого цвета	3,9
2. Кварцево-альбито-биотитовый сланец, представляющий собой сильно измененный метадиабаз	29,3
3. Порфиробластический кварцево-хлорито-амфиболовый сланец	16,15
4. Альбито-хлорито-актинолитовый сланец	4,11
5. Порфиробластический кварцево-амфиболовый сланец с маломощными прослоями (до 0,8 м) карбонатизированного аркоза, прорванный кварцево-кальцитовой жилой мощностью 2,3 м	9,99
6. Альбито-хлорито-биотитовый сланец	5,47
7. Хлорито-актинолитовый сланец	5,27
8. Порфиробластический кварцево-хлорито-амфиболовый сланец	5,64
9. Хлорито-актинолитовый сланец с реликтовой миндалекаменной текстурой	6,92
10. Порфиробластический, полосчатый амфиболит с большим содержанием равномерно распределенного эпидота	2,08
11. Альбито-хлорито-актинолитовый сланец с прослоями кварцево-биотитового сланца и маломощными горизонтами брекчированного метадиабаз кварцево-кальцитовой жилой мощностью 0,8 м	25,31
12. Сильно измененный миндалевидный метадиабаз тонкозернистый, рассланцованный	14,54

Суммарная мощность этой пестрой по составу толщи ориентировочно определяется в 300—350 м.

**Тунгудско-надвоицкая серия.** Непосредственно на измененные основные эффузивы парандовской серии согласно налегает пачка мелкозернистых кварцитов, аркозовых кварцитов и серицито-кварцевых сланцев, связанных между собой постепенными переходами и переслаивающихся друг с другом без видимой закономерности. Помимо отмеченных пород, встречаются разновидности с существенным содержанием карбоната (кварцево-серицито-карбонатные и кварцево-карбонатные

сланцы) и единичные маломощные прослои внутрiformационных конгломерато-брекчий. Последние залегают среди кварцево-карбонатных сланцев и состоят из многочисленных, преимущественно субугловатых, реже полуокатанных мелких обломков кварцита и кварцево-карбонатно-серицитового сланца, заключенных в бурый мелкозернистый кварцево-карбонатный цемент. Некоторые разновидности кварцево-серицитовых сланцев и кварцитов обладают тонкослоистой текстурой, обусловленной чередованием слоев с различными оттенками окраски и различной крупностью кварцевых зерен. Все отмеченные породы, как правило, обнаруживают сильную перекристаллизацию, и только в некоторых из них наблюдаются реликты псаммитовой структуры.

Мощность кварцевой пачки определяется в 120—140 м.

Еще более высокое положение в данном разрезе занимают метадиабазы и метапорфириты, слагающие ядро намечающейся к югу от с. Сумского синклинальной складки, крылья которой сложены отмеченными выше кварцитами и кварцево-серицитовыми сланцами.

Среди основных эффузивов преобладают слабо измененные разновидности с отчетливыми следами первичномагматических структур. Наряду с ними местами встречаются и типичные зеленые сланцы и изредка даже мелкозернистые амфиболиты, очень близкие по своему характеру к измененным основным эффузивам парандовской серии.

В районе с. Сумского среди основных эффузивов данной группы развиты вулканические брекчии, в которых веретеновидные, эллипсоидальные и угловатые обломки афанитового диабазы сцементированы тем же метадиабазом или метапорфиритами.

Кварциты и метадиабазы тунгудско-надвоицкой серии интенсивно дислоцированы, обычно резко рассланцованы и залегают согласно с подстилающими их породами, относимыми к парандовской серии.

Приведенный разрез является наиболее полным, включающим как образования парандовской серии (с базальными конгломератами в основании), так и перекрывающие их осадочные и вулканогенные породы тунгудско-надвоицкой серии.

К северо-западу от с. Сумского породы тунгудско-надвоицкой серии отсутствуют, и на современном эрозионном срезе выступают лишь породы нижней, существенно сланцевой серии, имеющей здесь несколько иной фациальный состав и характеризующейся более высокой степенью метаморфизма. Так, в 6 км к северо-западу от с. Сумского и в 1 км к юго-востоку от Парандовского месторождения (по данным структурно-поискового бурения) в составе парандовской серии преобладающую роль играют разнообразные парасланцы. Среди последних наибольшим распространением пользуются кварцево-биотитовые и кварцево-амфиболовые сланцы, а также кварцево-хлоритовые, кварцево-гранато-амфиболовые и кварцево-карбонатные разновидности. Довольно существенную роль играют порфиробластические амфиболовые сланцы и амфиболиты; в небольшом количестве появляются графито-серицитовые сланцы с подчиненными им филлитовидными разновидностями и кварцитами.

Все перечисленные породы тесно связаны между собой постепенными переходами и переслаиваются друг с другом. В связи с этим, а также из-за сильной дислоцированности их наметить стратиграфическую последовательность пород не представляется возможным. Устанавливается лишь, что участвующие в составе толщи порфиробластические амфиболиты, мелкозернистые кварциты и филлитовидные сланцы

встречаются преимущественно в нижней части ее. Мощность прослоев сланцев различного состава варьирует от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Переслаивающиеся с осадочными образованиями измененные эффузивы имеют явно подчиненное значение и более сильно метаморфизованы по сравнению с соответствующими породами, развитыми в районе с. Сумского (см. выше). Они в основном представлены мелкозернистыми амфиболитами, часто сильно рассланцованными и лишь в единичных случаях сохранившими реликты первичных магматических структур. Присутствующие здесь кислые эффузивы в большей части превращены во вторичные кварциты и кварцево-альбито-биотитовые сланцы и первичная их природа распознается с большим трудом.

Еще севернее, в районе Парандовского месторождения, вулканогенно-сланцевая толща, имея приблизительно такой же характер, отличается большим количеством в ее составе измененных основных эффузивов, более широким развитием порфиробластических амфиболитов и порфиробластических амфиболовых сланцев и еще более высокой степенью метаморфизма слагающих ее пород.

Разрез парандовской серии для района Парандовского месторождения представляется в следующем виде.

Наиболее низкое положение занимают мелкозернистые, серые кварциты, выступающие в ядре антиклинального перегиба, который намечается в центральной части полосы осадочно-вулканогенных образований, имеющей здесь в целом (как и на других участках) синклинальное строение.

Кварциты имеют почти сливное сложение, содержат в небольшом количестве полевой шпат и характеризуются гранобластической структурой. Вероятно, эти породы следует относить к базальным образованиям парандовской серии и параллелизовать их с аркозовыми кварцитами, залегающими в основании сланцевой серии в районе с. Сумского. Мощность кварцитов 45—60 м.

Выше залегают гранатовые амфиболиты и гранато-амфиболовые сланцы, переслаивающиеся с подчиненными им парасланцами различного состава и маломощными горизонтами мелкозернистых амфиболитов, представляющих собой глубоко метаморфизованные основные эффузивы.

Мощность этой пачки определяется ориентировочно в 150—200 м.

Вверх по разрезу залегают пачка переслаивания разнообразных сланцев (кварцево-биотитовых, кварцево-амфиболовых, кварцево-хлорито-серицитовых графитизированных, галько-хлоритовых и др.) с различной мощности прослоями мелкозернистых амфиболитов и глубоко метаморфизованных (превращенных во вторичные кварциты) кварцевых кератофинов и альбитофинов. Породы этой части разреза парандовской серии несут богатое серноколчеданное оруденение (Парандовское месторождение).

Сходное в общих чертах строение нижнепротерозойского метаморфического комплекса устанавливается и для южной части Парандовско-Надвоицкой полосы, где также выделяются две группы пород: пестрая вулканогенно-сланцевая толща, слагающая низы разреза (парандовская серия), и перекрывающая ее очень широко развитая кварцито-диабазовая толща (тунгудско-надвоицкая серия).

В центральной части этой полосы (в районе нижнего течения р. Онды) толщи пород парандовской серии отсутствуют. Разрез ниж-

него протерозоя здесь начинается кварцитами, залегающими на архейских гранитах и сменяющимися вверх по разрезу основными эффузивами (Харитонов, 1956 г.).

Для характеристики строения южной части полосы ниже приводится схематический геологический разрез ее для района к юго-западу от ст. Надвоицы.

Наиболее низкое положение по аналогии с Сумским профилем в этом разрезе (нижней толщи) занимает пачка мелкозернистых аркозовых кварцитов, переслаивающихся с кварцево-серицитовыми и частью кварцево-карбонатно-серицитовыми сланцами.

Мощность пачки (ориентировочная) 150—200 м.

Непосредственно на аркозовые кварциты налегает неоднородная вулканогенно-сланцевая пачка, в составе которой основную роль играют переслаивающиеся разнообразные сланцы, часто имеющие филлитовидный облик, и прослои вулканогенных пород. Здесь выделяются кварцево-серицитовые, кварцево-карбонатно-серицитовые (филлитовидные) кварцево-хлоритовые, кварцево-хлорито-актинолитовые, порфиробластические кварцево-хлоритовые и кварцево-амфиболовые сланцы, иногда содержащие графит. Все разновидности сланцев образуют прослои различной мощности, тесно переслаиваются друг с другом и часто связаны между собой постепенными переходами.

Переменяющиеся с осадочными породами вулканогенные образования играют существенную роль. Преимущественно они представлены сильно измененными кварцевыми кератофирами и альбитофирами. Мощность образуемых ими горизонтов колеблется от 5—8 м до нескольких десятков метров. Основные эффузивы пользуются очень незначительным распространением и представлены зелеными сланцами (альбито-актинолитовыми), почти не сохранившими первичных структур. Мощность вулканогенно-сланцевой толщи определяется приблизительно в 250—400 м.

Мощность парандовской серии в целом достигает здесь 600 м.

Вверх по разрезу она сменяется согласно ее перекрывающей мощной толщей основных эффузивов, переслаивающихся с кварцитами и кварцево-серицитовыми сланцами тунгудско-надвоицкой серии. В составе ее очень широко развиты основные эффузивы, представленные метадиабазами, диабазовыми метапорфиритами и метамандельштейнами, шаровыми лавами и связанными с ними альбито-актинолитовыми, эпидото-актинолитовыми, кварцево-альбито-амфиболовыми и другими сланцами. Переслаивающиеся с основными эффузивами кварциты образуют, как правило, пачки незначительной протяженности, мощность которых редко превышает 150—300 м. Среди них встречаются разновидности с кристаллобластической и бластосаммитовой структурами.

Как вулканогенно-сланцевая, так и кварцито-диабазовая серии интенсивно согласно дислоцированы и имеют крутое, а нередко и вертикальное падение.

Как показывает приведенное описание, разрез вулканогенно-сланцевой парандовской серии на данном участке несколько отличается от такового северной части рассматриваемой полосы. Вместо характерных для последней кварцево-биотитовых и кварцево-амфиболовых сланцев и порфиробластических амфиболитов здесь наиболее распространены являются кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые и филлитовидные сланцы. Измененные основные эффузивы, играющие существенную роль в более северной части полосы, здесь пользуются незна-

чительным развитием, тогда как кислые вулканогенные породы приобретают существенное значение. Метаморфизм образований парандовской серии в южной части полосы является менее интенсивным.

В составе нижнепротерозойских образований, развитых на небольших площадях в других местах Выгозерского участка (восточные берега озер Лиозеро и Маткозеро, район нижнего течения р. Выг, водоразделы рр. Вожмы и Выга и др.), вулканогенно-сланцевые образования парандовской серии отсутствуют. Нижнепротерозойские породы здесь представлены разнообразными основными эффузивами и подчиненными им кварцитами и кварцево-серицитовыми сланцами, залегающими на гранитах архея.

Осадочно-вулканогенные толщи нижнего протерозоя прорываются многочисленными мелкими гипабиссальными интрузиями габбро и габбро-диабазов (особенно широко распространенными в полосе Парандово — Надвоицы) и крупными массивами и жилами плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов, гранит-аплитов и гранодиоритов.

С гранитами, прорывающими осадочно-вулканогенный комплекс в районе с. Надвоицы, по-видимому, связана рудоносная кварцевая жила, секущая кварцево-серицитовые сланцы (старинный Воицкий золото-медный рудник).

К югу от оз. Выг-Озеро нижнепротерозойские образования распространены и в районе Рыб-Озеро, где они залегают на древних гнейсогранитах.

В основании нижнепротерозойского комплекса развита базальная толща аркозов, плагиоклазо-серицито-кварцевых, серицитовых сланцев (местами содержащих инъекционный кварц-микроклиновый материал) и кварцевых конгломератов района оз. Телекина (Сиваев, Пекуров и др., 1958 г.). Положение конгломератов среди протерозойских образований остается неясным, так как истинное залегание их здесь не установлено. Эта осадочная толща мощностью около 25 м выше сменяется вулканогенной толщей спилитовых метадиабазов, метамандельштейнов и зеленых сланцев (эпидото-цоизито-актинолитовых, альбито-эпидото-актинолитовых, кварцево-хлорито-амфиболовых и др.). Мощность и строение толщ зеленокаменных пород неизвестны.

По составу и метаморфизму осадочно-вулканогенные образования этого района тождественны с комплексом пород тунгудско-надвоицкой серии других участков Восточно-Карельской структурной зоны (юго-западнее оз. Шомб-Озеро, район с. Надвоицы, Ветреного пояса и др.).

Как и в других областях Карелии, южнее оз. Выг-Озеро эти толщи прорваны интрузивными метадиабазами, метагаббро-диабазами, ультраосновными породами, жилами кварцевых порфиров, гранит-порфиров и гранитов. В районах р. Кумбуксы — Ветренный пояс, с. Надвоицы и др. аналогичные осадочно-вулканогенные породы и прорывающие их интрузивные образования встречаются в виде гальки в среднепротерозойских базальных конгломератах (мыс Сабельников, восточный берег оз. Выг-Озеро, р. Кумбукса и др.).

#### Тунгудско-Шуезерско-Пебозерский участок

Этот участок, представляющий собой центральную часть Восточно-Карельской зоны, охватывает большую площадь распространения протерозойских образований в центральной части Тунгудского и южной части Кемского района (район озер Вермас, Воронье, Муезеро, Летнее, Шуезеро). Развитые в его пределах протерозойские осадочно-метамор-

фические и вулканогенные породы образуют в целом сложную асимметричную синклинорную структуру, периферические части которой сложены интенсивно дислоцированными супракрустальными образованиями нижнего протерозоя, а в центральной части (часто выделяющейся под названием Летнеозерской синклинали) широкое распространение приобретают смятые в простые складки породы сегозерской серии среднего протерозоя.

Нижнепротерозойские супракрустальные образования данного участка также представлены двумя группами пород. Одна из них, характеризующаяся разнообразными сланцами и амфиболитами, относится к парандовской серии; другая, существенно вулканогенная, выделена в тунгудско-надвоицкую серию (Перевозчикова, 1957).

Породы парандовской серии довольно широко распространены лишь в восточной части участка, где они в виде полосы протяженностью около 45 км прослеживаются от оз. Рокково до оз. Авне-Озеро. Значительные площади развития их выделяются также в районе к западу от ст. Сосновец и в окрестностях с. Рамое. В западной части участка породы этой серии встречаются очень редко (к востоку от оз. Воинг-Озеро, районы озер Ширко и Нигалма) среди обширного поля перекрывающих их зеленокаменных пород тунгудско-надвоицкой серии.

**Парандовская серия.** Строение этой серии наиболее хорошо изучено в северо-восточной части участка, в районе озер Пибозеро, Воронье (Кириченко, 1951 г.; Дюков, 1947 г.; Робонен, 1953 г.).

Самое низкое положение в разрезе занимает пачка биотито-плагиоклазовых сланцев, переслаивающихся с подчиненными им амфиболито-биотито-плагиоклазовыми, карбонатно-плагиоклазо-амфиболовыми, мусковито-биотито-плагиоклазовыми, хлоритовыми и другими сланцами и полимиктовыми конгломератами. Местами среди данной пачки встречаются маломощные прослои порфиробластических амфиболитов. Мощность прослоев отдельных разновидностей пород колеблется в пределах 0,3—1,3 м, редко достигая 3 м.

Характерные для этого участка биотито-плагиоклазовые сланцы представляют собой светло- и темно-серые породы, мелко- и среднезернистого сложения, большей частью с порфиробластической структурой. Последняя обусловлена присутствием в них крупных, беспорядочно ориентированных пластинок биотита, выделяющихся на фоне основной равномернозернистой массы. В довольно значительном количестве (до 10%) порода содержит карбонат.

Характерной особенностью биотито-плагиоклазовых сланцев этой пачки является присутствие в них единичных окатанных галек плагиогранита и кварца. В ряде случаев (Робонен, 1958 г) среди биотито-плагиоклазовых сланцев отмечалось наличие небольших линз полимиктовых конгломератов, состоящих из галек и валунов гранита, кварцево-хлоритового сланца и амфиболита, сцементированных гранато-слюдяно-кварцевым сланцем. Биотито-плагиоклазовые сланцы и конгломераты в виде полосы различной ширины протягиваются в северо-западном направлении вдоль озер Рокково, Воронье и Верхнее Авне-Озеро.

Непосредственные контакты их с архейскими гнейсо-гранитами не наблюдались. Исходя из приуроченности этой полосы к контакту нижнепротерозойских образований с архейскими, а также наличия в биотито-плагиоклазовых сланцах гранитной гальки и прослоев полимиктовых конгломератов, отмеченные породы предположительно относятся к базальным образованиям нижнепротерозойского комплекса. Петрогра-

фический состав и текстурные особенности пород этой нижней пачки парандовской серии позволяют предполагать образование их за счет аркозовых и частью мергелистых песчаников и глинистых осадков. Мощност пачки базальных образований для района оз. Вороньего В. И. Робонен (1953 г) предположительно оценивает в 300—350 м.

Выше по разрезу описанные породы постепенно сменяются мощной и довольно пестрой по составу толщей, характеризующейся переслаиванием биотито-плагиоклазовых, амфиболо-биотито-плагиоклазовых, кварцево-биотитовых, мусковито-биотито-плагиоклазовых, хлорито-серицит-биотитовых, ставролит-биотито-кварцевых, кварцево-серицитовых и других сланцев, мелкозернистых кварцитов и разнообразных амфиболитов. Среди последних особенно широко распространены порфиробластические параамфиболиты. Значительно реже в составе ее встречаются прослой зеленых сланцев и мелкозернистых амфиболитов, представляющих собой сильно измененные основные эффузивы.

Роль сланцев и амфиболитов в различных частях этой мощной толщи неодинакова. В нижней части ее преобладающее значение имеют разнообразные сланцы, среди которых параамфиболиты образуют сравнительно маломощные прослой. Вверх по разрезу количество прослоев параамфиболитов, а также протяженность и мощность их увеличиваются и верхняя часть толщи в значительной мере состоит из порфиробластических амфиболитов, среди которых разнообразные парасланцы встречаются лишь в виде маломощных, быстро выклинивающихся прослоев.

Разновидности плагиоклазовых сланцев, широко развитые в нижней части толщи и отличающиеся друг от друга минералогическим составом, окраской и крупностью зерна, часто тонко переслаиваются между собой. Многие из них обладают полосчатой текстурой, отражающей первичную слоистость седиментогенных пород. Участвующие в строении толщи кварциты играют незначительную роль, образуя пласты от 30 до 150 м мощностью и до 500—600 м (в отдельных случаях до 1,0—1,2 км) по простиранию.

Среди кварцитов встречаются как близкие к сливным кристаллобластические разновидности, так и породы с отчетливо сохранившимися реликтами бластопсаммитовой структуры. Постепенными переходами кварциты связаны с кварцево-серицитовыми и кварцево-ставролит-биотитовыми сланцами.

Существенную роль в составе описываемой толщи, особенно в ее верхней части играют своеобразные порфиробластические амфиболиты, впервые детально изученные Н. Г. Судовиковым (1934) в районе оз. Пезозера.

Это средне- и крупнозернистые породы темного серовато-зеленого, иногда почти черного цвета, обычно в различной степени рассланцованные, реже массивные.

Отличительной особенностью их является присутствие шестоватых, беспорядочно ориентированных порфиробласт амфибола в мелкозернистой основной массе, состоящей из мелких зерен кварца и полевого шпата и подчиненного количества амфибола, эпидота, биотита, хлорита, карбоната, рудного минерала и граната, который иногда присутствует в значительных количествах, обуславливая переход к гранатовым амфиболитам. Количественное соотношение порфиробласт роговой обманки и мелкозернистой основной массы непостоянное. Довольно широкое распространение имеют полосчатые разновидности порфиробластических



амфиболитов, в которых имеет место тонкое чередование слоев, обогащенных роговой обманкой, со слоями лейкократового, полевошпато-кварцевого состава. С переслаивающимися с ними разнообразными парасланцами порфиробластические амфиболиты связаны преимущественно постепенными переходами.

В районе к северу от оз. Рокково порфиробластические амфиболиты содержат окатанные обломки плагиогранита и жильной кварцевотурмалиновой породы (Кириченко, 1951). Большая часть порфиробластических амфиболитов несомненно является парапородами, образовавшимися в результате глубокого метаморфизма осадков песчано-мергелистого состава.

Наиболее значительное развитие порфиробластические амфиболиты имеют на берегах оз. Рокково и в районе к северо-западу и к юго-востоку от оз. Верхнее Авне-Озеро.

В районе к западу от ст. Сосновец, где эти породы также довольно широко распространены, они переслаиваются со сланцеватыми мелкозернистыми амфиболитами и амфиболовыми и амфиболо-цоизитовыми сланцами.

Описанная выше неоднородная толща амфиболитов и разнообразных парасланцев вместе с залегающими в ее основании базальными образованиями (биотито-плагиоклазовые сланцы с галькой гранита и прослоями конгломератов) сопоставляется с вулканогенно-сланцевой толщей, развитой на Выгозерском участке и относится к парандовской серии нижнего протерозоя. Судить о мощности этой сложно дислоцированной серии трудно. По данным В. И. Робонен (1953), в районе озер Пезозеро и Верхнее Авне-Озеро она превышает 1000 м.

Более высокое положение в описываемом разрезе занимает толща основных и кислых эффузивов и их метаморфических производных. Комплекс этих образований занимает большую площадь в северо-восточной части данного участка и в виде прерывистой полосы протягивается от оз. Вермас к юго-востоку через район озер Лежево, Воронье, Пезозеро в район верхнего течения р. Шуи и далее в районе оз. Шуезеро. В строении этой толщи здесь принимают участие метадиабазы, диабазовые метамандельштейны, метапорфириты, разнообразные зеленые сланцы и кварцевые порфиры и кератофиры.

Метаморфизованные основные эффузивы представляют собой мелкозернистые зеленовато-серого цвета породы альбито-актинолитового состава с отчетливо сохранившимися реликтами первичных магматических структур. Метамандельштейны отличаются присутствием в породе миндалин, выполненных кварцем, эпидотом, карбонатом, биотитом. Для метапорфиритов характерно присутствие лейстовидных и таблитчатых вкрапленников альбита. Породы, относящиеся к группе зеленых сланцев, как правило, обладают резко выраженной сланцеватой текстурой и, имея тот же состав, что и метадиабазы, характеризуются наличием в них гранонематобластовой, фибробластовой и лепидогранобластовой структур, на фоне которых лишь изредка улавливаются реликты бластоофитовой структуры. Наиболее сильно метаморфизованные разновидности характеризуются значительно более крупнозернистым сложением, наличием обыкновенной роговой обманки вместо актинолита и отсутствием признаков магматических структур.

В пространственном распределении различных метаморфических фаций зеленокаменных пород в районе оз. Пезозеро намечается известная закономерность (Судовиков, 1934), заключающаяся в увеличении

степени метаморфизма их в направлении с юго-запада на северо-восток.

В северо-восточной части этого участка несколько более высокое положение в разрезе тунгудско-надвоицкой серии занимают кварцевые порфиры и частью кератофиры. Эти породы широко развиты на северных берегах оз. Лежево, в полосе оз. Масл-Озеро — оз. Лебер, к югу от оз. Вермас и в зоне дер. Нотто-Варака — оз. Шуезеро — дер. Бороварака. Полоса кварцевых кератофиров, прослеживающаяся к югу от оз. Вермас, имеет длину более 27 км при ширине 1,5—3 км.

Кварцевые порфиры преимущественно являются эффузивными и залегают согласно с подстилающими их зеленокаменными породами. Меньшее распространение имеют гипабиссальные интрузивные тела типа штоков и даек.

Кварцевые порфиры и кератофиры представляют собой темно-серые, иногда с желтоватым оттенком породы, в которых среди основной плотной, тонкозернистой массы выделяются более крупные округлые зерна голубоватого кварца и изометрические зерна полевого шпата. Породы большей частью в различной степени рассланцованы.

Стратиграфическое положение кварцевых порфиров этого участка долгое время трактовалось различно. Так, Н. Г. Судовиков (1934, 1939) считал их более молодыми, чем относимые здесь к среднему протерозою конгломераты и кварцито-песчаники района озер Косое—Шуезеро. Л. Я. Харитонов (1938), считая часть из них также более молодыми, чем кварцито-диабазовая толща «Летнеозерской мульды» (онежской системы по автору), относил сходные кислые эффузивы района с. Тунгуды вместе с основными эффузивами и кварцитами к более ранним образованиям (сегозерской системы Харитонова). Новые данные в настоящее время убедительно определяют их возрастное положение среди других пород этого района.

Кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры содержат обломки зеленокаменных пород, а также местами наблюдается непосредственное их налегание на неровную поверхность сильно измененных диабазов (Кириченко, 1950 г.). В то же время сами кварцевые порфиры попадают в гальку полимиктовых конгломератов среднего протерозоя. Кроме того, имеются данные (Робонен, 1953 г.) о налегании среднепротерозойских кварцитов на дезинтегрированные кварцевые порфиры к востоку от оз. Ширко. В своей нижней части кварциты содержат значительное количество обломочного голубоватого кварца, весьма характерного для подстилающих порфиров. Одновременно с этим устанавливается более древний возраст кислых эффузивов по отношению к развитым в районе плагиомикроклиновым гранитам, жилы которых и связанных с ними пегматитов секут кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры (Кириченко, 1951 г., Харитонов, 1938).

В настоящее время кислые эффузивы вместе с подстилающими их зеленокаменными породами относятся к наиболее молодым супракрупстальным образованиям нижнего протерозоя данного района. По мнению некоторых исследователей, в основании этой существенно вулканогенной серии залегают конгломераты, описанные в одном обнажении Л. А. Кириченко у оз. Калливо-ярви в районе оз. Лежево (Кириченко, 1951 г.; Перевозчикова, 1957). По данным Л. А. Кириченко, в отмеченном обнажении, представляющем собой береговой обрыв, наблюдается слой конгломератов мощностью 6 м, состоящих из обломков пород парандовской серии: биотито-плагиоклазовых сланцев, параамфи-

болитов и кварцитов. Конгломераты залегают на цоизитовых сланцах и перекрываются метадиабазами.

В. А. Перевозчиковой это обнажение рассматривалось как доказательство существования несогласия между отложениями парандовской и тунгудско-надвоицкой серий. Произведенное позже С. А. Дюковым изучение этого обнажения и его окрестностей показало, что за конгломераты здесь ошибочно принимались обычные для района порфиробластические амфиболиты, переслаивающиеся с биотито-плагиоклазовыми сланцами, в отдельных участках брекчированные.

Впервые описываемые зеленокаменные породы и часть кислых эффузивов и кварцито-песчаников западной части данного участка были выделены Л. Я. Харитоновым (1938) в самостоятельную сегозерскую систему нижнего протерозоя, более древнюю, чем конгломераты, кварцито-песчаники и эффузивы центральной части участка (онежской системы по Л. Я. Харитонову). Справедливость такого расчленения карельских образований была подтверждена Л. А. Кириченко (1951 г.) и В. И. Робонен (1953 г.), которые отнесли к этому более раннему вулканогенному комплексу также кварцевые порфиры северо-восточной части данного участка и отделили его от более ранних амфиболитов Пибозера, считавшихся до того глубоко метаморфизованными (амфиболитовые фации) основными эффузивами первого (Судовиков, 1934). Позднее этот кварцито-диабазовый комплекс был выделен В. А. Перевозчиковой (1957) под названием тунгудско-надвоицкой серии нижнего протерозоя, аналоги которой она находила в других районах Карелии.

Несколько иной характер имеют нижнепротерозойские образования западной части данного участка. Здесь крайне ограниченным распространением пользуются породы парандовской серии, которые встречаются в виде небольших площадей, сложенных разнообразными сланцами и амфиболитами (в том числе и порфиробластическими) в районе оз. Широ, к северо-востоку от оз. Воинг-Озеро и вблизи оз. Раппоме-реди поля преобладающих более молодых эффузивов.

К этой же серии, по-видимому, следует относить филлитовидные сланцы, переслаивающиеся с ними сильно измененные альбитофиры и порфиробластические амфиболиты, отмеченные в районах озер Когу и Верхняя Нигалма. В последнем районе филлитовидные кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые сланцы несут местами довольно интенсивное серноколчеданное оруденение.

В западной части описываемого участка очень широко развиты породы тунгудско-надвоицкой серии, представленные главным образом в различной степени измененными основными эффузивами, с которыми согласно переслаиваются резко подчиненные им кварциты и кварцево-серицитовые сланцы. Последние развиты в районе оз. Компаковского, к юго-востоку от оз. Хиж-Ярви, в районе оз. Когу, к северу от оз. Верхняя Нигалма.

На простирании полосы кварцитов, протягивающейся к юго-востоку от оз. Хиж-Ярви, лежат аналогичные кварциты, развитые в пределах Выгозерского участка.

Полоса кварцитов, от оз. Когу протягивающаяся к северо-западу в район с. Куйковараки, сменяется полимиктовыми конгломератами, в которых, наряду с галькой зеленокаменных пород, в большом количестве содержится галька кварцитов.

Кварциты, развитые в районе к северу от оз. Верхняя Нигалма, обнаруживают следы воздействия на них плагиомикроклиновых грани-

тов (биотитизация кварцитов в зоне контакта с гранитами), которые в свою очередь содержатся в гальке полимиктовых конгломератов более молодой, сегозерской серии среднего протерозоя.

Нижнепротерозойские образования Тунгудско-Побозерско-Шуезерского участка повсеместно интенсивно дислоцированы, имеют в большинстве случаев очень крутые углы падения и нередко стоят «на головах».

В северной и южной частях участка толщи нижнего протерозоя контактируют с прорывающими их плагиомикроклиновыми гранитами и гранодиоритами, крупные массивы которых располагаются в бассейне р. Тунгуды и в районе среднего течения р. Кеми.

Небольшие массивы этих гранитов и их жилы известны также в поле развития пород тунгудско-надвоицкой серии в районе оз. Воинг-Озеро, оз. Шобы, в окрестностях с. Лужмовараки, к юго-западу от оз. Компаковского и в ряде других пунктов.

#### Шомбозерский участок

Участок, выделенный под этим названием, представляет собой северо-западную часть Восточно-Карельской зоны. Развитие в его пределах протерозойские образования в виде полосы шириной в 5—25 км и длиной до 70 км протягиваются от западных берегов оз. Топ-Озера через оз. Шомб-Озеро в район среднего течения р. Кеми.

Имея в целом синклинорное строение, рассматриваемая территория отделена от расположенного юго-восточнее Тунгудско-Побозерско-Шуезерского участка поднятием, в котором выступают архейские породы, прорванные и реоморфизованные более молодыми гранитами. Выступы архейского фундамента ограничивают ее также и с северо-запада.

Необходимо отметить, что Шомбозерский участок изучен значительно менее детально, чем предыдущие, что объясняется главным образом его сильной заболоченностью и очень ограниченной обнаженностью коренных пород.

Исследователи этого участка (Судовиков, 1932, 1947 г.; Мотычко, 1947 г.; Фиженко, 1947 г.; Бурцева, 1951 г. и др.) не могли, как правило, наблюдать сколько-нибудь полные разрезы развитых здесь протерозойских толщ и достаточно достоверно установить взаимоотношения входящих в их состав образований. В связи с этим для определения стратиграфической последовательности пород они вынуждены были широко пользоваться методом сравнения с образованиями, развитыми на территории, расположенной к югу, стратиграфические разрезы которых установлены более определенно.

Развитые в пределах Шомбозерского участка протерозойские образования представлены интенсивно метаморфизованным комплексом осадочно-вулканогенных пород, относящихся, согласно представлениям большинства исследователей, к нижнему протерозою. Они сильно дислоцированы и прорваны мелкими интрузиями основных и ультраосновных пород и крупными массами плагиомикроклиновых гранитов.

Супракрустальные образования среднего протерозоя в пределах участка достоверно не установлены.

Среди распространенных здесь нижнепротерозойских образований могут быть также выделены две группы пород, одна из которых отвечает парандовской серии, а другая — занимающей более высокое положение тунгудско-надвоицкой серии. Следует, однако, отметить, что вы-

деление этих групп на Шомбозерском участке является в известной степени условным и главным образом проводится на основании несомненного сходства слагающих их пород с породами соответствующих серий нижнего протерозоя соседнего Тунгудско-Шуезерско-Пибозерского участка.

К образованиям, отвечающим более древней, парандовской серии в пределах его, вероятно, следует относить комплекс глубоко метаморфизованных пород, представленных разнообразными сланцами, порфиروبластическими и мелкозернистыми (часто сланцеватыми) амфиболитами.

Группа пород, отвечающая тунгудско-надвоицкой серии, представлена кварцитами, основными эффузивами и кварцевыми порфирами.

Стратиграфическая последовательность образований, входящих в состав обеих серий (и особенно наиболее древней — парандовской), не установлена.

**Парандовская серия.** По аналогии с соседним, Тунгудско-Шуезерско-Пибозерским участком можно предполагать, что наиболее низкое положение в разрезе парандовской серии занимает пачка разнообразных парасланцев, прослеживающаяся от тракта Кемь—Ухта через район оз. Шитка-Ламби и Турко-Ярви в район оз. Шомб-Озеро и далее на северо-запад в район оз. Большое Шуо-Ярви. Небольшие участки развития этих пород отмечаются также среди молодых гранитов в районе оз. Раппомо и оз. Лулло, в районе к юго-западу от оз. Кауга и в ряде других пунктов. Наиболее распространенными среди них являются кварцево-биотитовые, кварцево-амфиболо-биотитовые и кварцево-гранато-биотитовые сланцы; довольно обычны также гранато-хлорито-биотитовые и кварцево-биотито-эпидотовые разновидности и мелкозернистые биотитовые и биотито-амфиболовые кварциты.

Для многих разновидностей сланцев характерна порфиروبластическая структура, обусловленная наличием крупных, выделяющихся на фоне основной мелкозернистой массы, порфиробласт биотита, амфибола или граната. Кристаллические сланцы различного состава связаны между собой постепенными переходами и нередко переслаиваются друг с другом в виде прослоев мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Местами, в виде маломощных прослоев среди них встречаются мелкозернистые и порфиروبластические амфиболиты, мелкозернистые амфиболиты и амфиболовые сланцы. Мощность пачки в целом не установлена и вряд ли превышает 100—150 м.

Более высокое стратиграфическое положение занимают порфиروبластические параамфиболиты, протягивающиеся в виде полосы северо-западного простирания шириной от 200—300 м до 1—1,5 км. В составе этой полосы господствующим распространением пользуются амфиболиты так называемого «Пибозерского» типа, обладающие своеобразной порфиروبластической структурой. Постепенными переходами они связаны с переслаивающимися с ними гранатовыми амфиболитами и порфиروبластическими кварцево-амфиболовыми сланцами.

Подчиненную роль играют мелкозернистые кварцитовидные, кварцево-биотитовые, кварцево-карбонатные и кварцево-биотито-эпидотовые сланцы, образующие согласные прослои варьирующей мощности, и мелкозернистые амфиболиты.

Неясными переходами порфиروبластические амфиболиты связаны с занимающей, вероятно, несколько более высокое положение толщей,

в составе которой отмеченные выше мелкозернистые амфиболиты играют доминирующую роль. Среди них встречаются как массивные, так и рассланцованные разновидности. В этих амфиболитах иногда улавливаются реликты офитовой структуры и миндалекаменной текстуры, что свидетельствует о возникновении их за счет глубоко метаморфизованных основных эффузивов. В составе образований, относимых к парандовской серии, эти амфиболиты играют наиболее существенную роль и картируются в виде ряда параллельных полос северо-западного простирания, разобщенных более молодыми перекрывающими их кварцитами. Помимо мелкозернистых амфиболитов, в составе рассматриваемой толщи присутствуют различной мощности и протяженности прослои порфиробластических амфиболитов и маломощные пачки разнообразных парасланцев (кварцево-биотитовых, кварцево-хлорито-серицитовых, кварцево-эпидото-амфиболовых и других). Мощность этой толщи, вероятно, достигает нескольких сот метров.

**Тунгудско-надвоицкая серия.** В составе этой серии данного участка, как и южнее (см. выше), участвуют кварциты и кварцево-серицитовые сланцы, измененные основные эффузивы и частью кварцевые породы. Кварциты и кварцево-серицитовые сланцы образуют несколько узких параллельных полос северо-западного простирания, прослеживающихся через весь участок и разобщенных столь же узкими зонами развития подстилающих их и выступающих в антиклинальных перегибах мелкозернистых и порфиробластических амфиболитов и разнообразных парасланцев.

В пределах этого участка выделяются три главные полосы кварцитов. Первая юго-западная полоса, является наиболее значительной и протягивается от района оз. Раппома через нижнее течение р. Кепы, в район ур. Кивиринти. Ширина ее колеблется в пределах 0,4—2 км, длина превышает 35 км. Вторая центральная полоса имеет длину около 45 км и прослеживается к северо-западу и к юго-востоку от оз. Келда; наконец, третья — северо-восточная полоса кварцитов — протягивается от тракта Кемь—Ухта, через район оз. Турко-Ярви в район Шомб-Озеро и далее (с перерывами) к южному берегу оз. Топ-Озеро. Длина ее около 50 км при ширине от 100—200 м до 2 км. Кроме того, менее значительная полоса кварцитов развита к юго-востоку от оз. Сапосальма; в этом же районе кварциты, относящиеся к тунгудско-надвоицкой серии, слагают небольшие полосы (до 3—4 км протяженностью) в поле развития гранитоидов нижнего протерозоя.

Кварциты данного участка довольно однообразны. Пользуются господствующим распространением собственно кварциты, почти всегда интенсивно рассланцованные и обнаруживающие резко выраженный кристаллобластез. Широко развиты также кварцево-серицитовые сланцы. Резко подчиненную роль играют аркозовые кварциты и разности, с довольно большим содержанием карбоната или хлорита и биотита.

В кварцитах северо-восточной полосы и района ур. Кивиринти довольно часто встречаются прослои кварцевых конгломератов. Последние имеют иногда значительную протяженность при мощности, редко превышающей 1,5—3 м.

Более высокое положение среди образований, относящихся к тунгудско-надвоицкой серии, занимают измененные основные эффузивы. Максимальное развитие они имеют в северо-западной части участка — в районе оз. Гайкольского. Небольшие площади, сложенные этими по-

родами, отмечаются также к юго-востоку от оз. Шомб-Озеро, юго-западу от оз. Гайкольского и к северу от оз. Раппомо. В последнем случае они перекрывают мелкозернистые амфиболиты парамфиболитов. Наиболее содержащими прослои порфиробластических параамфиболитов. Наиболее распространенными среди основных эффузивов являются метадиабазы и метамандельштейны и связанные с ними разнообразные зеленые сланцы. По своему характеру они совершенно аналогичны подобным породам, развитым в пределах ранее рассмотренных участков.

Наиболее молодыми образованиями в составе нижнепротерозойских образований Шомбозерского участка являются кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры, которые слагают две узкие полосы, протягивающиеся в северо-западном направлении, согласно с другими нижнепротерозойскими образованиями. Одна из них, имеющая ширину от 100 до 600 м, прослеживается по юго-западному берегу оз. Шомб-Озеро на протяжении 28 км. Другая протягивается на юго-восток от тракта Кемь—Ухта и имеет длину около 20 км при ширине от нескольких сот метров до 1,5 км. Кроме того, кварцевые порфиры развиты к юго-западу от оз. Кауга, где они образуют вытянутое в северо-западном направлении тело длиной около 5 км и шириной 2 км, залегающее среди более молодых плагиомиоклиновых гранитов. Кварцевые порфиры представляют собой темно-серые мелкозернистые породы, обычно в той или иной степени рассланцованные, редко массивные. Основная тонкозернистая масса их состоит из очень мелких зерен кварца, альбита, карбоната, чешуек серицита и биотита. Вкрапленники представлены голубовато-серым кварцем и альбитом. Очень часто породы обнаруживают резко выраженный катаклиз, что, по мнению некоторых авторов (Кадырова-Вагапова, 1947 г., Фиженко, 1947 г.), свидетельствует о возникновении их в зонах разрывных (надвиговых) дислокаций, проявившихся в начальные стадии постнижнепротерозойского орогенеза.

Как и на других участках, нижнепротерозойские образования интенсивно дислоцированы и собраны в серию узких изоклинальных складок с очень крутым, как правило, падением осевых плоскостей. Складчатые структуры осложнены нарушениями разрывного характера, фиксирующимися зонами милонитизации и интенсивного катаклаза, имеющими северо-западное простирание.

В восточной и северной частях участка нижнепротерозойские породы прорваны крупными интрузиями плагиомиоклиновых и микроклиновых гранитов. В юго-западной части участка (район оз. Гайкольского) метадиабазы тунгудско-надвоицкой серии секутся, кроме того, небольшими телами серпентинитов и уралитизированных габбро-диабазов.

### СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

В пределах Восточно-Карельской зоны образования, относящиеся к среднему протерозою, представлены так называемой сегозерской серией, в составе которой широкое развитие имеют конгломераты, аркозы, кварциты и кварцито-песчаники при незначительной роли вулканогенных пород, а также серией Ветреного пояса, по возрасту сопоставляемой с суйсарской серией Западно-Карельской зоны.

Преобладающее распространение сегозерские образования имеют в пределах Тунгудско-Шуезерско-Побозерского участка, где они наиболее полно представлены и лучше изучены.

## Тунгудско-Шуезерско-Пебозерский участок

В пределах этого участка породы сегозерской серии развиты очень широко, образуя располагающуюся в центральной части Тунгудского района так называемую Летнеозерскую синклинальную структуру. Крылья структуры сложены мощными толщами кварцитов и кварцито-песчаников; в ядре развиты метадиабазы, метамандельштейны, метапорфириты.

Наиболее хорошо сегозерская серия изучена в районе озер Косое, Вотулма, Машозеро (западное крыло упомянутой синклинали) и в районе оз. Шуезеро — с. Шароварака (восточное крыло ее).

В основании разреза сегозерской серии залегают трансгрессивно перекрывающие интенсивно дислоцированные и эродированные толщи нижнего протерозоя базальные образования, представленные полимиктовыми конгломератами и замещающими их кварцево-хлоритовыми и кварцево-серицитовыми сланцами. Наиболее широко полимиктовые конгломераты развиты в юго-западной части участка, где они слагают широкую (до 2—3 км) полосу, протягивающуюся от северных берегов оз. Машозеро через район озер Косое и Вотулма в район оз. Кевят-Озеро и р. Казлед-йоки. Площадь, занятая конгломератами, здесь составляет около 40 км<sup>2</sup>. Значительно меньшие участки развития полимиктовых конгломератов известны в районе горы «Железные ворота» (к западу от оз. Вотулма), к востоку от оз. Машозеро, к северу от селения того же названия, в районе сел Куйковараки и Боровараки, к северо-западу от с. Лехта и к югу от с. Риговараки, на восточных берегах оз. Масл-Озеро и в целом ряде других мест.

Полимиктовые конгломераты представляют собой темную, зеленовато-серого цвета породу, содержащую в различной степени окатанный обломочный материал, сцементированный мелкозернистой массой. Петрографический состав обломочного материала разнообразный. Наибольшую роль в составе его играют зеленокаменные породы: метадиабазы, метамандельштейны, метапорфириты и разнообразные зеленые сланцы. Значительно реже встречаются гальки и валуны гранитов, гранодиоритов, кварцитов, кварцево-серицитовых сланцев, кварца и кварцевых кератофилов. Устанавливается зависимость петрографического состава обломочного материала от подстилающих их нижнепротерозойских пород. Размеры и степень окатанности обломков различны. Наиболее обычны обломки размером 3—10 см, однако в большом количестве встречается и менее крупный материал, а также более крупный — валуны и глыбы, достигающие до 0,5—0,8 м в поперечнике. Доминирующие в составе конгломератов обломки зеленокаменных пород имеют, как правило, полуокатанную и субугловатую форму, тогда как обломочный материал других пород в большинстве случаев имеет округлую форму. В ряде случаев наблюдались конгломераты, содержащие почти совершенно неокатанные субугловатые обломки.

Сортировка материала в конгломератах, как правило, отсутствует. Лишь в единичных случаях в них отмечается неясно выраженная грубая слоистость, обусловленная чередованием слоев, содержащих преимущественно мелкообломочный материал со слоями, в которых преобладают крупная галька и валуны.

Цемент конгломератов в большинстве случаев имеет вид однородной зеленокаменной массы, основную роль в которой играют мелкие угловатые обломочки зеленокаменных пород, сцементированных пла-



стинками хлорита, листочками биотита, мелкими зернами кварца, полевого шпата, карбоната.

Как правило, в конгломератах преобладает крупнообломочный материал. Однако встречаются разновидности, в которых он играет второстепенную роль, а основное значение приобретает тонкообломочная цементирующая масса. Эти разности макроскопически (особенно при наличии рассланцевания породы) имеют сходство с измененными основными эффузивами. Нередко в конгломератах встречается и вулканогенный цемент, представленный тонкозернистыми афанитовыми метадиабазами и в ряде случаев метапорфиритами (Судовиков, Харитонов, 1941; Дюков, 1947 г.; Яковлева, 1954 г.).

В отличие от представленного здесь мнения о породах, содержащих вулканический материал, как о конгломератах, Н. Г. Судовиков относил их к вулканической брекчии, которую рассматривал как наиболее молодую из развитых в этом районе образований. Позднее М. А. Гилярова (1955) высказала аналогичное представление, сопоставив эти породы и территориально тяготеющие к ним основные эффузивы с суйсарским вулканическим комплексом Юго-Восточной Карелии.

Стратиграфическое положение конгломератов, маркирующих перерыв в осадконакоплении, который имел место после формирования нижнепротерозойских толщ, определяется достаточно ясно по несогласному налеганию их то на зеленокаменные породы, то на граниты (район оз. Вотулма и др.), то на кварцевые кератофиры (район оз. Косого), то, наконец, на кварциты (район дер. Куйковараки) нижнепротерозойского возраста.

Мощность конгломератовой толщи непостоянна и варьирует в пределах от 0 до 75—100 м.

В целом ряде пунктов (район оз. Риговаракского, к югу и востоку от с. Боровараки и др.) в основании кварцитовых толщ вместо конгломератов залегают кварцево-серицито-хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцы, возникшие, вероятно, за счет разрушения подстилающих их зеленокаменных пород тунгудско-надвоицкой серии.

По-видимому, в качестве базальных образований сегозерской серии следует рассматривать также своеобразные аркозовые сланцы, залегающие в низах кварцитовой толщи в районе озер Сигового и Вотулма, представляющие собой, вероятно, древнюю кору выветривания нижнепротерозойских гранитов (Дюков, 1947 г.).

На полимиктовые конгломераты налагает мощная толща кварцитов и кварцито-песчаников, образующая крупную синклиналичную структуру северо-западного простирания (Летнеозерская синклиналь), центральная часть которой выполнена эффузивными метадиабазами и метапорфиритами.

В строении кварцитовой толщи, в целом довольно однородной, принимают участие кварциты, кварцито-песчаники и подчиненные им аркозы, кварцевые конгломераты, доломитовые песчаники, кварцево-серицитовые и глинистые сланцы.

Наиболее низкие горизонты кварцитовой толщи, образующей западное крыло Летнеозерской синклиналичной структуры, представлены доломитовыми кварцито-песчаниками, сменяющимися выше грубокластическими кварцито-песчаниками с прослоями кварцевых и кварцитовых конгломератов. Выше расположена главная часть толщи, характеризующаяся чередованием слоев кварцитов и кварцито-песчаников среднезернистого и грубозернистого сложения. В грубозернистых разно-

видностях нередко наблюдается прекрасно выраженная диагональная слоистость. В верхах толщи появляются пачки белых сахаровидных кварцитов. Наиболее высокие горизонты разреза представлены тонкозернистыми, тонкополосчатыми, глинистыми сланцами коричневой и фиолетовой окраски.

Для иллюстрации характера строения кварцевой толщи, образующей западное крыло Летнеозерской синклинали, ниже приводится разрез, установленный для этой толщи в районе оз. Калливо-ламби (по Харитонову, 1936 г.).

	Мощность в м
1. Грубозернистые кварцито-песчаники, перемежающиеся со слоями конгломератов, содержащих гранитную и кварцевую гальку	10—15
2. Грубозернистый песчаник, в котором редкая галька кварцита и гранита рассеяна по всей массе породы, а не концентрируется в отдельных слоях, как это имеет место в нижележащем горизонте	около 45
3. Грубозернистые косослоистые песчаники с прослоями кварцевого и кварцито-кварцевого конгломерата. Верхние слои представлены серыми мелкозернистыми песчаниками	около 100
4. Белые среднезернистые аркозовые кварцито-песчаники	30—35
5. Грубозернистые песчаники	35—40
6. Серые мелкозернистые серицито-кварцевые песчаники	несколько десятков метров
7. Розовато-белые и белые среднезернистые кварцево-полевошпатовые песчаники и частично кварциты	не менее 300
8. Темно-коричневые тонкозернистые кварцево-серицитовые сланцы. Нередко в них наблюдаются многогранники усыхания.	

Кварцевая толща восточного крыла Летнеозерской синклинали имеет в целом такой же характер и отличается лишь значительно меньшим участием в составе ее разновидностей с полевым шпатом и большим количеством существенно серицитовых разновидностей.

Петрографический состав кварцитов и кварцито-песчаников довольно однообразен. Главной составной частью в них всегда является кварц, содержание которого в некоторых разновидностях достигает 90—95%; в небольшом количестве в наиболее широко распространенных разновидностях присутствуют серицит, хлорит, карбонат, полевой шпат.

Для наиболее распространенной разновидности — кварцито-песчаников характерна бластопсаммитовая структура с хорошо сохранившейся окатанной формой слагающих породу кварцевых зерен. Структура кварцитовых разновидностей гранобластовая, мозаичная и иногда зубчатая.

В целом для рассматриваемой толщи характерны хорошая сортировка материала, в большинстве случаев олигомиктовый состав, высокая степень окатанности кварцевых зерен, как правило, незначительное содержание полевых шпатов.

Еще более высокое положение в разрезе занимают основные эффузивы, налегающие на толщу кварцито-песчаников и занимающие обширную площадь в центральной части Летнеозерской синклинали (район озер Летнее, Муезеро, Шуо-Ярви).

Среди эффузивов основную роль играют миндалевидные метадиабазы, афанитовые метадиабазы, диабазовые метапорфириты; менее развиты разнообразные зеленые сланцы, связанные с метадиабазами постепенными переходами. Большинство из этих пород характеризуется альбито-актинолитовым составом и бластоофитовой и бластопорфиривой структурами.

Многие разновидности, особенно сильно рассланцованные и превращенные в зеленые сланцы, часто очень сходны с аналогичными образованиями более древней, тунгудско-надвоицкой серии.

Следует отметить, что по представлениям некоторых исследователей (К. О. Кратц, В. И. Робонен), охарактеризованные выше основные эффузивы не перекрывают кварцитовые толщи сегозерской серии, а подстилают их и относятся к образованиям тунгудско-надвоицкой серии. К такому выводу они приходят в связи с иной трактовкой структуры кварцитовых толщ данного района. По их мнению, Машозерско-Кевязозерская (западная) и Шуезерско-Маслозерская (восточная) кварцитовые полосы не являются крыльями крупной синклиналильной структуры, а представляют собой самостоятельные синклинали, разделенные антиклинальным поднятием, в котором выступают более древние основные эффузивы.

В отличие от нижнепротерозойских образований, породы сегозерской серии дислоцированы менее интенсивно и собраны в сравнительно простые складки северо-западного простирания. Углы падения пород меняются от 15—30° до 50—60°. Толща сегозерских кварцитов прорывается трещинными интрузиями габбро-диабазов (оз. Шуезеро).

#### Выгозерский участок

В пределах Выгозерского участка среднепротерозойские образования развиты крайне незначительно\*. Они представлены небольшими площадями полимиктовых конгломератов, относящихся к наиболее низким (базальным) горизонтам сегозерской серии.

Полимиктовые конгломераты известны на восточном берегу оз. Выг-Озеро (к северо-востоку от Вост. Идель), в районе среднего течения р. Вожмы и на небольшом полуострове (мыс Сабельников) в северной части оз. Выг.

Наиболее значительную площадь они слагают в районе к северо-востоку от с. Вост. Идель. Здесь конгломераты залегают на метадиабазгах тунгудско-надвоицкой серии, а местами на постнижнепротерозойских гранитах. Они состоят из галек и валунов зеленокаменных пород, гранитов, кварцитов и кварцево-серицитовых сланцев. Доминирующую роль играют гальки зеленокаменных пород и плагиомикроклиновых гранитов. Цемент состоит из мелких обломочков метадиабазов, зеленых сланцев, мелких песчинок кварца и листочков хлорита.

<sup>1</sup> *Прим. ред.* Мнения исследователей о распространении отложений среднего протерозоя в пределах Восточно-Карельской зоны резко расходятся. Так, в настоящее время приводятся все новые данные о более молодом возрасте значительной части кварцито-песчаников, которые в виде узких полос чередуются с зеленокаменными эффузивами на Выгозерском участке (Гилярова, Робонен) и с порфиробластическими амфиболитами на Шомбозерском участке (Робонен, 1958 г.) и отнесены к тунгудско-надвоицкой серии нижнего протерозоя. Отмечаются структурные и литолого-стратиграфические данные, позволяющие судить об этих кварцитовых полосах, как об узких синклиналильных структурах. Вместе с тем, устанавливается удивительное сходство литологического разреза этих кварцито-песчаников с выделяемыми в средний протерозой кварцито-песчаниковыми толщами Тунгудско-Побозерско-Шуезерского участка (см. выше), тогда как для целого ряда мест на Шомбозерском и Выгозерском участках не устанавливается никакой территориальной или геологической связи их с тунгудско-надвоицкими эффузивами.

Приведенные мнения возвращают нас к вопросу о синклиналильном строении кварцитовых полос вокруг так называемой летнеозерской синклинали (Гилярова, Кратц, Робонен) и, следовательно к вопросу об антиклинальном, а не синклиналильном характере последней, в связи с чем зеленокаменные породы в ее ядре были бы более древними, нижнепротерозойскими.

Приблизительно такой же характер имеют полимиктовые конгломераты, залегающие на зеленокаменных породах в районе среднего течения р. Вожмы.

Конгломераты мыса Сабельников отличаются резким преобладанием в их составе гранитной и кварцевой гальки. В небольшом количестве в них присутствуют гальки измененных кварцевых кератофигов и альбитофигов, аналогичных участвующим в строении вулканогенно-сланцевых толщ нижнего протерозоя. Мощность конгломератовых пачек очень незначительная. Более высокие горизонты сегозерской серии, в более северных районах представленные мощными толщами кварцитов, на данном участке достоверно не установлены (см. сноску на стр. 180).

С интрузивной деятельностью среднепротерозойского времени здесь, по-видимому, связаны небольшие единичные дайковые тела лейкократовых альбитовых габбро-диабазов, секущие зеленокаменные породы гунгудско-надвоицкой серии в районе с. Сумского.

Образования среднего протерозоя, развитые локально южнее оз. Выг-Озеро, слагают небольшие кряжеобразные возвышенности северо-западного и субширотного простирания. Они представлены толщей грубозернистых кварцито-песчаников (размер зерен до 1—3 мм), в нижней части разреза содержащих прослой и линзы кварцевых конгломератов. Структура кварцито-песчаников blastosammitовая, мозаичная. Зерна кварца в них имеют характерную голубоватую окраску, встречающийся полевой шпат представлен плагиоклазом и микроклином.

Толщи кварцито-песчаников собраны в простые пологие складки и, видимо, несогласно перекрывают нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования, прорванные плагиомикроклиновыми гранитами с голубым опаловидным кварцем.

## НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

### Участок Ветреного пояса

Участок Ветреного пояса расположен в Восточной Карелии, охватывает область северо-западной части возвышенности Ветреный пояс и смежные с ней районы (бассейн р. Кумбуксы и др.). На этом участке локально развиты породы ниже- и среднепротерозойского возраста. С северо-востока они граничат с Беломорским блоком архея, а с юго-запада с выступающими в антиклинальных поднятиях архейскими гнейсо-гранитами. Крайне слабая обнаженность рассматриваемого участка, а также прилегающей к нему с востока территории Архангельской области, позволяет дать характеристику разреза протерозоя только в общих чертах.

### Нижний протерозой

Из нижнепротерозойских образований известны разнообразные метаморфические сланцы, конгломераты, кварциты, вулканогенные основные породы и их интрузивные аналоги. Толщи сланцев прослеживаются по юго-западному склону возвышенности Ветреного пояса (по берегам рч. Черного), а также к северо-западу на линии ее простирания и к югу от нее (район среднего течения р. Кумбуксы).

На юго-западном склоне возвышенности Ветреного пояса к северо-западу от нее распространены толщи зеленых сланцев, представленных кварцево-эпидото-актинолитовыми, альбит-карбонато-кварцево-хлори-

товыми, биотито-кварцево-эпидотовыми, биотито-эпидото-актинолитовыми, эпидото-кварцево-хлорито-актинолитовыми и другими разновидностями. Окраска сланцев темная с зеленоватым оттенком. Местами они представлены плотными афанитового облика породами, иногда с ноздреватой поверхностью.

Структура сланцев микрогранобластовая, микрогранофибробластовая, микрогранонематобластовая и лепидобластовая, местами порфиробластовая. Изредка в них наблюдаются миндалины, выполненные карбонатом или кварцем. В разных количественных соотношениях сланцы содержат актинолит, хлорит, кварц, альбит, эпидот, цоизит, биотит, редко серицит, лейкоксен и рудный минерал.

Толща метаморфических сланцев, развитая в среднем течении р. Кумбуксы, имеет близкое к широтному простирание и моноклиналное падение на север под углом 40—50°. В нижней части разреза этой толщи залегают интенсивно рассланцованные, измененные диабазы. Они перекрываются пачкой плейчатых цоизито-актинолитоплаггиоклазовых, хлоритовых и хлорито-плаггиоклазовых сланцев, вверх по разрезу сменяющихся пачкой серицито-хлорито-плаггиоклазовых и филлитовидных, биотито-хлоритовых сланцев. На последних залегают серпентиновые, хлорито-серпентиновые (карбонатизированные, частью с тальком), тальковые, цоизито-хлоритовые сланцы. Мощность этой толщи 550—600 м (Кайряк, Пекуров и др., 1956 г.).

Залегающие в основании разреза рассланцованные диабазы обладают мелкозернистым сложением, серовато-зеленоватой окраской и бласто-пойкилоофитовой структурой. В основной массе они состоят из актинолита, хлорита и сосюритизированного плаггиоклаза, замещенного агрегатом зерен цоизита, кварца и альбита.

Диабазы тесно связаны с цоизито-актинолитовыми сланцами, которые, вероятно, образовались за счет их. Структура сланцев лепидогранобластовая с реликтами пойкилоофитовой. По минералогическому составу они тождественны с диабазами (содержат актинолит, цоизит, кварц, плаггиоклаз и лейкоксен). Хлоритовые сланцы, помимо хлорита, в основной массе содержат ромбовидные и овальной формы выделения желтовато-зеленого серпентин-хлорита с альбитом и зерна магнетита, рассеянные в породе. Встречающиеся в них прослои хлорито-плаггиоклазовых сланцев содержат магнетит и кварц.

Серицито-хлоритовые плаггиосланцы характеризуются серовато-зеленой окраской, мелкозернистым сложением и интенсивно рассланцованы. В основной массе они содержат хлорит, кварц, серицит, мусковит и овальные зерна плаггиоклаза.

Филлитовидные биотито-хлоритовые тонкозернистые сланцы на 80—85% состоят из хлорита, подчиненного биотита и мусковита, развивающегося по биотиту.

Серпентиновые и хлорито-серпентиновые сланцы, появляющиеся в верхней части толщи, обогащены серпентином или хлорит-серпентином, на фоне которых выделяются псевдоморфозы по оливину, выполненные серпентином или тальком.

Тесно связанные с ними карбонатно-тальковые сланцы представляют собой пеструю зеленовато-серую породу, в основном состоящую из серпентина, талька и карбоната.

Завершающие разрез цоизито-кварцево-хлоритовые сланцы, видимо, образовавшиеся за счет диабазов, располагаются в приконтактной зоне с карбонатно-тальковыми разновидностями. Структура их микро-

гранолепидобластовая. Кроме хлорита, альбита, кварца, они содержат цоизит, актинолит, карбонат.

Судя по минералогическому составу и реликтам магматических структур, описанные выше сланцы образовались при метаморфизме основных вулканогенных, частью, возможно, ультраосновных и туфогенных пород. Истинное стратиграфическое положение их пока остается не выясненным, так как взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами отчетливо не устанавливаются.

По составу и метаморфизму эти толщи сланцев обнаруживают значительное сходство с некоторыми разновидностями пород парандовской серии (район с. Парандово), с которыми они условно сопоставляются по возрасту.

На других участках этой подзоны в пределах Архангельской области (район оз. Кожозеро) аналогичные сланцы залегают ниже эффузивных спилитовых диабазов и рассланцованных аркозов, содержащих единичные гальки гнейсогранита, кварца, пегматита. Аркозы, видимо, представляют собой базальные образования более молодой в этой подзоне серии нижнего протерозоя, сходной с тунгудско-надвоицкой серией Карелии. В связи с этим несколько более древний возраст толщи сланцев р. Кумбуксы, так же как сланцев оз. Кожозеро, пока является наиболее вероятным.

В пределах этого участка конгломераты известны в нескольких выходах близ юго-восточного берега оз. Левушка (севернее оз. Хижозера). Они сложены округлыми и эллипсоидально сплюснутыми гальками и валунами размером от 3 до 20 см, серого мелко- и среднезернистого олигоклазового гранита (сходного с раннеархейским) и единичными гальками кварца. Серый с зеленоватым оттенком аркозовый цемент имеет разное зернистое сложение и слабо рассланцован. Структура цементов бластопсаммитовая. Кроме плагиоклаза, кварца и чешуек мусковита в нем подчиненно присутствуют эпидот, цоизит, биотит, хлорит и редко сфен. А. И. Кайряк (1954 г.) относит эти конгломераты к наиболее древним базальным толщам протерозоя Ветреного пояса. Мощност этих пород и характер соотношений их с другими не установлены. Условно они могут рассматриваться, как и аркозы оз. Кожозеро (Архангельская область), как более молодые, чем толщи метаморфических сланцев оз. Кожозеро—р. Кумбукса, базальные образования тунгудско-надвоицкой серии нижнего протерозоя. Этот конгломерат, видимо, образовался за счет архейских гнейсо-гранитов, на которых он, вероятно, и залегают (Кайряк, 1954 г.) и не содержит галек основных вулканогенных пород (спилитовых диабазов), широко развитых в пределах Ветреного пояса. Вероятно, одновозрастными с этими конгломератами являются кварциты, отмеченные В. М. Тимофеевым (1935 г.) к северо-западу от оз. Хижозеро (к западу от конгломератов).

К более молодым образованиям, чем конгломераты оз. Левушка, относят вулканогенные спилитовые диабазы и связанные с ними зеленые сланцы Ветреного пояса (А. И. Кайряк и др.).

Метадиабазы, развитые на склонах возвышенности Ветреного пояса и к югу от нее в бассейне р. Кумбуксы, местами рассланцованы и амфиболлизированы, обладают миндалевидной текстурой, имеют тонкозернистое и афанитовое сложение и темный серовато-зеленый цвет.

В составе их в различных количественных соотношениях присутствуют актинолитовая роговая обманка и альбит, а также эпидот-цоизит, лейкоксен, хлорит, кварц и рудный минерал.

Структура диабазов бластоофитовая, гранонематобластовая и микрогранонематобластовая. Зеленые сланцы, тесно связанные с этими диабазами, имеют тождественный состав с описанными выше зелеными сланцами.

Метадиабазы, имеющие широкое площадное развитие в пределах подзоны Ветреного пояса, по-видимому, образуют покровы, но мощность и строение их не изучены.

Встречающиеся в их толще метагаббро-диабазы, частью амфиболизированные, отличаются более крупнозернистым сложением, наличием бластогаббровой и других структур, иногда, в свежих разновидностях, присутствием основного плагиоклаза. Вероятно, они являются интрузивными гипабиссальными аналогами описанных спилитовых диабазов или внутренними частями лавовых покровов. Метагаббродиабазы не образуют резких контактов с вулканогенными породами, бывают согласно с ними рассланцованы, а местами постепенно переходят в диабазы. Описанный комплекс нижнепротерозойских пород северо-западной части Ветреного пояса на территории Карелии не дает полного представления о всех развитых в этой структуре толщах нижнего протерозоя.

Более полный и разнообразный разрез нижнепротерозойских образований известен за пределами Карельской части структуры Ветреного пояса на территории Архангельской области у оз. Кожозеро.

Кроме упомянутых выше карбонатизированных слюдисто-кварцевых сланцев (аналогичных сланцам р. Кумбуксы), развитых там в нижней части разреза и залегающих выше вулканогенных спилитовых диабазов аркозовых сланцев и аркозов, вверх по разрезу появляются толщи кварцево-карбонатных, биотитовых сланцев, ороговикованных глинистых сланцев и туффиатов с прослоями туфопесчаников.

Осадочно-вулканогенные толщи, типично представленные как в районе оз. Кожозеро, так и южнее его, легко могут быть сопоставлены с подобными им образованиями, развитыми на рассматриваемом участке. Повсеместно эти толщи прорываются амфиболизированными габбро-диабазами и на отдельных участках жилами пегматитов и гранитов (западнее и южнее оз. Кожозеро) и перекрываются более молодыми среднепротерозойскими конгломератами, развитыми восточнее р. Кумбуксы и в районе р. Лекса — оз. Колгачинское (Архангельской области) и содержащими гальку гранитов, диабазов и амфиболизированных габбро. Последнее говорит о нижнепротерозойском возрасте не только вулканогенных пород, но и прорывающих их интрузий. Осадочные образования — конгломераты оз. Левушка и особенно аркозы оз. Кожозеро по составу, текстурным и структурным признакам, а также метаморфизму, резко отличаются от аркозов среднего протерозоя и по всей совокупности признаков (метаморфизм и состав толщ и др.) скорее являются аналогом базальных толщ тунгудско-надвоицкой серии нижнего протерозоя, для которой также характерно широкое развитие основных вулканогенных пород.

Среднепротерозойские породы на этом участке не имеют широкого распространения и представлены только конгломератами, развитыми восточнее р. Кумбукса, вулканогенным комплексом пикритовых порфиритов (пикритовых базальтов по Альбову) и связанных с ними метадиабазов.

Более разнообразно среднепротерозойский комплекс представлен на территории Архангельской области, где кроме вышеперечисленных

пород наблюдаются также кварциты и сланцы, по составу сходные с породами онежской серии среднего протерозоя Южной Карелии.

Полимиктовые конгломераты, расположенные восточнее р. Кумбуксы, содержат гальки и валуны размером до 15 см, мелко- и среднезернистых плагиоклазовых гранитов (нижнепротерозойские обломки актинолитовых сланцев и рассланцованных метадиабазов), а также гальки амфиболизированных габбро-диабазов (Альбов, 1939). Цемент в конгломератах представлен материалом, образовавшимся за счет разрушения гранитов и вулканогенных пород. Наличие галек нижнепротерозойских пород позволяет эти конгломераты относить к среднепротерозойским образованиям, сопоставляя их с базальной толщей онежской серии Южной Карелии.

Вулканогенные ультраосновные и связанные с ними основные породы, развитые в пределах наиболее возвышенной части гряды Ветреного пояса, приурочены к северо-восточной окраине ее (горы Голец, Челмак, Носково, Шапочка и др.).

Пикритовые порфириды, залегая в виде покровов, включают ряд связанных между собой постепенными переходами разновидностей, начиная от оливиновых, пироксено-оливиновых, пироксеновых метапорфиритов, до плагиопироксеновых метапорфиритов; конечным членом этого ряда являются метадиабазы.

Наибольшим распространением пользуются пироксено-оливиновые метапорфириты. Метадиабазы встречаются редко. В связи с пироксено-оливиновыми и пироксеновыми порфиридами в юго-западной части Ветреного пояса встречаются также брекчии и шаровые лавы.

Эффузивные породы обладают тонкокристаллическим, афанитовым и реже среднезернистым сложением, миндалевидной, перлитовой и другими текстурами, местами рассланцованы.

Оливиновые, пироксено-оливиновые и пироксеновые метапорфириты, темные, серовато-зеленые внешне сходные между собой породы, различаются только по количественному содержанию главных породообразующих минералов (оливина и пироксена). Они обладают порфировой и бластопорфировой структурами. Порфировые вкрапленники ромбического и моноклинного пироксена и оливина обычно замещены хлорит-серпентином, серпентином, тальком, актинолит-тремолитом, содержание которых колеблется от 3 до 80%. Бурая стекловатая основная масса порфиритов, содержащая обычно множество микролитов амфиболизированного пироксена, нередко бывает изменена и раскристаллизована. В этом случае в ней устанавливается петельчато-лучистая и радиально-лучистая структуры. Стекловатые разновидности — лавы, вариолиты не содержат вкрапленников и часто обнаруживают перлитовую отдельность и миндалекаменную текстуру.

В раскристаллизованных разновидностях в основной массе присутствует зеленоватый амфибол, хлорит, эпидот, цоизит, лейкоксен. Из рудных минералов встречаются пирротин, пирит, халькопирит, редко — ильменит и магнетит. Округлые миндалины выполнены хлоритом, кварцем и эпидотом.

Для пироксеновых порфиритов характерно присутствие измененного основного плагиоклаза в основной массе породы.

Плагиопироксеновые метапорфириты характеризуются бластопорфировой и вариолитовой структурами и присутствием вкрапленников альбитизированного плагиоклаза и пироксена, полностью замещенного амфиболом.



В хлорито-амфиболовых и цоизито-амфиболовых сланцах, устанавливается микрофибронематобластовая структура с реликтами слабо раскристаллизованной стекловатой массы.

Амфиболовые метадиабазы, местами представленные меланократовыми разновидностями, имеют бластопойкилоофитовую, бластоофитовую и, реже, бластопорфировую структуры. Кроме плагиоклаза (альбит-олигоклаза, редко андезин-лабрадора), моноклинного и, реже, ромбического пироксена, замещенных тремолитом и актинолитом, изредка в них встречается серпентинизированный оливин. В основной, часто стекловатой массе, присутствуют эпидот, ильменит, лейкоксен, реже — тальк и биотит.

Пикритовые порфириды, залегающие в осевой части синклинойной структуры Ветреного пояса, видимо, перекрывают осадочно-вулканогенный комплекс нижнего протерозоя, но контакты их с окружающими породами не наблюдались.

Порфириды по присутствию в них реликтов пироксена и оливина отличаются от вулканогенных толщ нижнего протерозоя, всегда амфиболитизированных и в большей степени измененных. Интрузивные аналоги комплекса пикритовых порфиритов и метадиабазов — серпентинизированные оливиниты, серпентиниты, метаперидотиты, метапироксениты, пироксениты, полевошпатовые метапироксениты и метагаббро-диабазы прорывают толщу нижнего протерозоя, образуя в них согласные и секущие тела, имеющие дифференцированное строение (район рч. Гремячего и западнее оз. Кожозеро на территории Архангельской области).

По особенностям петрографического и химического состава комплекс пикритовых порфиритов Ветреного пояса и их интрузивных аналогов сопоставляют с суйсарским вулканогенным комплексом южной Карелии (Тимофеев, 1953 з, Альбов, 1939), считая их одновозрастными, т. е. среднепротерозойскими. Присутствие же галек пикритовых порфиритов в докембрийских, предположительно иотнийских конгломератах верхнего протерозоя на р. Сывтуге (Архангельская область) позволяет среднепротерозойский возраст этого комплекса считать наиболее вероятным.

### Северо-Карельская синклинойная зона

Северо-Карельская зона протерозоя прослеживается полосой весьма изменчивого направления длиной до 250 км в крайней северной части Карельской АССР и юго-западной части Мурманской области. Здесь она от с. Куоляярви на северо-западе протягивается на юг до бассейна оз. Пана-Ярви, затем, круто поворачивая на восток, образует выпуклую к северу дугу, проходящую через озера Кукас-Озеро и Чел-Озеро и далее на юго-восток через гору Иринья варака и оз. Тикше-Озеро до западного берега оз. Кереть (гора Хизовара). На западе она продолжается за государственную границу в Финляндию.

В пределах рассматриваемой зоны осадочно-метаморфические и вулканогенные породы протерозойского возраста распространены на трех разобщенных между собой площадях: Западный район — охватывает территорию оз. Куоляярви — оз. Пана-Ярви — р. Оланга; Центральный — включает полосу оз. Кукас-Озеро — г. Иринья варака — оз. Тикше-Озеро; Юго-Восточный — располагается в западной части оз. Верхнее Керетьское (к западу от оз. Кереть).

*Западный район***НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ**

Западный район является наибольшим по площади, в пределах его геологически выделяются два участка — Куоляярви—Соваярви, охватывающий северную часть района, и Панаярви-Оланга, включающий южную часть его. Оба участка продолжаются на территорию Северной Финляндии. Наиболее полная характеристика протерозойских образований этого района дана в работах Н. В. Волотовой (1948 г.), Г. А. Поротовой (1950 г.), О. Н. Анищенковой (1951 г.), В. В. Яковлевой и С. И. Зака (1952 г.) и К. О. Кратца и О. А. Рийконен (1950 г., 1951 г., 1953 г.).

**Участок Куоляярви — Соваярви**

В пределах Карелии этот участок является восточной частью сложной синклинальной структуры, располагающейся от широты оз. Соваярви на север, по обеим сторонам государственной границы, до с. Куоляярви, где она поворачивает на северо-запад и уходит в Северную Финляндию. В строении его участвуют аркозы, кварциты и кварцитовые сланцы с подчиненными им конгломератами, слюдяные и амфиболовые сланцы, карбонатные породы и метаморфизованные основные излившиеся породы нижнепротерозойского и частью среднепротерозойского (?) возраста. Осадочно-эффузивный комплекс нижнего протерозоя прорван интрузиями ультраосновных пород, габбро-диабазов, лейкодиабазов и альбититов и плагиоклазово-микроклиновыми гранитами и пегматитами.

Диабазовые эффузивы слагают значительно преобладающее по площади центральное поле Куоляярви—Соваярви, окаймленное метаморфизованными осадочными породами, которые прослеживаются сравнительно узкой полосой по его восточной границе вдоль системы озер Куоляярви, Пюхя-Ярви, Нива-Ярви, Нилутти-Ярви, Туути-Ярви, Сиеппи-Ярви и затем по южной окраине более широкой широтной полосой между озерами Сова-Ярви — Каутис-Ярви. Отдельные небольшие площади протерозойских осадочных пород известны в пределах центрального диабазового поля в районе оз. Ноука-Ярви и у оз. Хоси-Ярви.

Стратиграфический разрез нижнего протерозоя лучше изучен для наиболее обнаженной части территории восточной и южной окраин участка Куоляярви — Соваярви. В составе осадочно-вулканогенного комплекса здесь выделяются две последовательные толщи пород: нижняя, кварцито-амфиболито-сланцевая (ниваярвинская свита по Кратцу и Рийконен, 1953 г.) и верхняя, карбонато-сланцевая (соваярвинская свита по Кратцу и Рийконен).

Кварцито-амфиболито-сланцевая толща сложена преимущественно кварцитами, кварцитовыми и амфиболовыми сланцами и сланцеватыми амфиболитами с подчиненными им карбонатными породами и слюдяными сланцами.

Преобладающими в составе ее являются сланцеватые и массивные амфиболиты, распространенные главным образом в северной части рассматриваемой полосы (район озер Нива-Ярви, Пюхя-Ярви), амфиболовые и биотито-амфиболовые сланцы и измененные диабазовые эффузивы, широко развитые на юге в районе оз. Исо-Сиенпяярви и р. Кайман.

Сланцеватые амфиболиты района оз. Нива-Ярви представляют собой однородные черные среднезернистые породы сланцеватого сложения.

В южной части амфиболиты частью массивные, порфиробластические, частью сланцеватые темно-серые, средне- и крупнозернистые, постепенно через амфиболовые сланцы связаны с темно-серыми мелкозернистыми основными вулканическими породами. Среди амфиболовых сланцев почти всегда встречаются биотито-амфиболовые сланцы, иногда тонкоперемежающиеся с первыми. Для амфиболитов характерны гранобластическая и порфиробластическая структуры, которые в амфиболовых сланцах сменяются гранонематобластической с реликтами порфировой в метадиабазах.

Существенными минералами в этих породах являются обыкновенная роговая обманка, кислый плагиоклаз, частью кварц. В амфиболовых сланцах и метадиабазах появляется заметное количество эпидота, хлорита, также карбоната, апатита, лейкоксена и др. Содержание биотита становится значительным в биотито-амфиболовых разновидностях.

С упомянутыми образованиями в виде прослоев, горизонтов, пачек переслаиваются метаморфизованные осадочные породы. Среди последних главную роль играют бластокластические кварциты, кварцито-песчаники и аркозы, а также кварцево-серицитовые, кварцитовые и аркозовые сланцы. Это светло-серые средне- и мелкозернистые существенно кварцевые породы всегда содержат в переменном количестве серицит, плагиоклаз, микроклин, иногда мусковит и карбонат.

С кварцитами тесно связаны кварцево-биотитовые сланцы, встречающиеся в верхах толщи, а также линзы и прослои тремолитов, тремолито-карбонатных скарнов и доломитовых мраморов. Под воздействием микроклиновых гранитов в контакте доломитов со сланцеватыми амфиболитами появляются крупнокристаллические гранато-биотито-амфиболовые сланцы.

Контакт кварцито-амфиболо-сланцевой толщи с граничащими с ней с востока архейскими гранитоидами на большем своем протяжении является тектоническим или (и) частью использован интрузиями протерозойских гранитов и лишь на отдельных участках устанавливаются их первичные соотношения. В таких случаях в основании разреза этой толщи наблюдаются светло-серые, средне- или мелкозернистые тонкослоистые бластопсаммитовые аркозы (к северу от оз. Яварру-Ярви, к востоку от Кискин-лампи, восточнее оз. Туути-Ярви, на р. Кайман) реже существенно «гранитные» конгломераты (оз. Туохи-лампи), залегающие на глубоко размытом архейском гнейсо-гранитном основании.

Состав и строение рассматриваемой толщи более полно изучены в северо-восточной части подзоны, в районе оз. Нива-Ярви. Здесь протерозойские породы при общем северо-северо-западном простирании моноклинально падают на юго-запад под углами 60—70° (реже 80°). В северной части оз. Нива-Ярви в толще, залегающей на серых среднезернистых олигоклазовых гнейсо-гранитах, мигматизированных розовым микроклиновым гранитом, вкрест простирания с запада на восток устанавливается следующий разрез (снизу вверх):

Мощность в м

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Жила розового мелкозернистого микроклинового гранита  | 30—70   |
| 2. Черный среднезернистый сланцеватый амфиболит, мигматизированный розоватым мелкозернистым гранитом. Амфиболит на севере выклинивается, на юге достигает наибольшей мощности  | 250—300 |
| 3. Светло-розовый, розовато-серый тонкослоистый бластопсаммитовой частью осланцованный аркоз, содержащий редкие тонкие прослои светло-зеленого тремолитового сланца мощностью в 1,5—8 м. Аркозы и сланцы по сланцеватости инъецированы ча- |         |

	Мощность в м
стыми прожилками мелкозернистого розового гранита мощностью до 1,5 м	80—90
4. Черные средне- и крупнозернистые сланцеватые амфиболиты с тонкими прожилками красного мелкозернистого микроклинового гранита. Отдельные жилы гранита достигают мощности в 1,5—20 м	не менее 180—200
5. Светло-серый тонкослоистый, мелкозернистый, частью с бластосаммитовой структурой, частью осланцованный аркоз, переходящий в серицитовый сланец, содержит тонкие прослои светло-зеленоватого тремолитового сланца мощностью до 35 см	5
6. Черный среднезернистый сланцеватый амфиболит	33
7. Светло-серый сливной кварцит	20
8. Розовато-серые кварцитовые и кварцево-серицитовые сланцы с маломощными пропластками менее осланцованного мелкозернистого аркоза. Среди кварцево-серицитовых сланцев — жилы красного гранита и кварца. В зальбандах кварцевых жил наблюдается оторочка мусковитового пегматита мощностью 10—15 см	100
9. Черный, средне- и крупнозернистый сланцеватый амфиболит	70—150
10. Жила среднезернистого красного гранита	20
11. Средне- и крупнозернистый лейкократовый микроклиновый гранит, в краевой части мелкозернистый	50—60
12. Темно-серый, почти черный среднезернистый сланцеватый амфиболит	5
13. Мелкозернистые тонкослоистые аркозы с бластосаммитовой структурой, вверх сменяющиеся перемежающейся пачкой кварцево-серицитовых и кварцитовых сланцев. Среди сланцевых прослоев частые кварцево-полевошпатовые жилы мощностью до 50 см	12
14. Темно-серые порфиробластические гранато-биотито-амфиболовые сланцы (порфиробласты розового граната до 3 см в поперечнике), вверх переходящие в сланцеватый гранатовый амфиболит. Породы интенсивно инъецированы гранитными жилами мощностью до 25 см, превращающими породу в инъекционный сланец	8
15. Пластовая жила крупнозернистого розового гранита с частыми участками пегматитового сложения	10
16. Мелкозернистый серый тонкослоистый кристаллический доломит с прослоями среднезернистого тремолитового доломита	13
17. Черные сланцеватые амфиболиты с частой тонкой инъекцией кварцево-полевошпатового материала	15
18. Темно-серые порфиробластические гранато-биотито-амфиболовые сланцы. Кристаллы розового граната до 4 см в поперечнике	не менее 15
19. Черные среднезернистые сланцевые амфиболиты, инъецированные гранитными жилами	не менее 150—180
20. Кварцитовые сланцы, инъецированные жилами розового гранита и пегматита мощностью до 1,3 м. Местами гранитный материал по мощности преобладает над сланцами	110
21. Жила среднезернистого розового микроклинового гранита, включающего тонкие параллельные прослойки кварцитовых сланцев	40
22. Светлые, серые и розовато-серые кварцитовые и кварцево-серицитовые сланцы с маломощными пропластками среднезернистого розовато-серого аркоза	видимой части менее 50

Верхи характеризуемой толщи, отсутствующие в приведенном выше разрезе, устанавливаются на северном берегу оз. Пюхя-Ярви, где появляются кварциты, содержащие значительное количество карбонатов, биотита и местами переходящие в кварцево-биотито-карбонатные сланцы. Последние вверх по разрезу сменяются доломитами и переслаивающимися с ними сланцами верхней толщи. Мощность этих сильно складчатых верхних горизонтов кварцито-амфиболито-сланцевой толщи определить трудно, но вероятно она не менее 110—150 м.

На западном берегу оз. Пюхя-Ярви наблюдаются серые и розовые доломиты, переслаивающиеся со слоистыми кварцитами; в южном конце

того же озера карбонатные породы превращены в тремолитовую породу. На юго-запад эти породы сменяются сланцами и карбонатными породами вышележащей толщи.

Суммарная мощность кварцито-амфиболито-сланцевой толщи в этом районе достигает примерно 1600 м.

В южной части восточной полосы участка Куолярви—Соваярви для рассматриваемой толщи устанавливается разрез, во многом сходный с описанным выше для северной части.

Здесь базальные слои залегают на катаклазированных олигоклазовых гнейсо-гранитах. За отсутствием более детальных исследований мощности отдельных горизонтов не известны. Можно лишь указать, что основные эффузивные породы и их метаморфические производные (амфиболовые и биотито-амфиболиты) в несколько раз превышают по мощности кварциты и слюдистые парасланцы. Суммарная мощность толщ определяется не менее 2000—2500 м.

Нижняя толща района озер Сиеппи-Ярви—Туохи-лампи, в отличие от северной части подзоны, описанной выше, характеризуется главным образом значительно менее интенсивным проявлением гранитных жил и несколько меньшей степенью метаморфизма.

Между вышеописанными районами озер Нива-Ярви и Исо-Сиеппи-ярви в меридиональной части восточного контакта протерозоя Куолярви—Соваярви разрез рассматриваемой толщи несколько отличается от приведенных выше, главным образом тем, что здесь в низах разрезов осадочные породы заметно преобладают над вулканогенными. Так, например, в разрезе толщи севернее оз. Нилутти-Ярви наблюдается следующая последовательность (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Светло-серые средне- и крупнозернистые аркозовые («очковые») сланцы, залегающие на интенсивно рассланцованных олигоклазовых гнейсо-гранитах	1,5
2. Светло-серые мелко- и среднезернистые кварцево-серицитовые сланцы с тонкими (до 5—8 см) прослоями белого сливного кварцита, переходящие вверх в преобладающие кварциты	50—80
3. Темно-серые, мелкозернистые серицито-биотито-кварцевые сланцы (измененные песчано-глинистые отложения), переслаивающиеся с тонкими (в несколько миллиметров) пропластками черного плотного тонкозернистого углистого сланца	50
4. Светло-серые кварцитовые сланцы (сильно рассланцованные полевошпатовые кварциты)	100
5. Темные серо-зеленые кварцево-амфиболовые сланцы (измененные основные эффузивы)	80
6. Серые серицито-биотито-кварцевые сланцы	50—80
7. Светлые желтовато-серые кварцитовые сланцы (верхняя часть не установлена)	

Сопоставление приведенных разрезов показывает, что различие в них в основном вызвано неодинаковой количественной ролью основных эффузивов в составе нижней толщи в разных частях подзоны Куолярви—Соваярви, очевидно, определившейся соответственно различным характером и интенсивностью сопровождавшей осадконакопление вулканической деятельности.

Карбонатно-сланцевая толща непосредственно перекрывает вышеописанную толщу, сменяя последнюю через маломощную переходную зону, в которой кварциты нижней толщи переслаиваются с слюдяными сланцами и доломитами, характерными для карбонатно-сланцевой толщи. В составе ее почти исключительную роль играют биотито-хлоритовые, мусковито-биотито-хлоритовые и биотито-хлорито-

карбонатные сланцы, филлиты и филлитовидные сланцы с подчиненными им углистыми сланцами, известняками и доломитами, частью скарнированные, и переслаивающиеся с ними маломощные эффузивные пласты метаморфизованных диабазов, диабазовых порфиритов и мандлштейнов. Вся толща прорывается гипабиссальными интрузиями основных пород (габбро-диабазов) и частью жилами микроклинового гранита.

Перечисленные породы тесно перемежаются друг с другом, но в целом в низу и частью в верху этой толщи преобладают парасланцы, тогда как средняя часть ее сложена главным образом карбонатными породами. В нижней части разреза парасланцы, как правило, сильнее метаморфизованы и представлены серыми и темно-серыми мелко- и реже среднезернистыми слюдистыми, слюдисто-хлоритовыми и слюдисто-хлорито-карбонатными сланцами, состоящими в основном из кварца, биотита, хлорита, мусковита, карбоната с обычной примесью эпидота, апатита и рудного минерала. В верхней части толщи встречаются почти исключительно тонкозернистые темно-серые и черные филлиты, филлитовидные и углистые сланцы. Среди карбонатных пород резко преобладают доломиты, частью скарнированные. Эти светлые серые, розовато-серые среднезернистые породы, состоящие из доломита, кальцита и кварца, а также в небольшом количестве из биотита, хлорита, полевого шпата. В контакте с интрузиями габбро-диабазов они частью превращаются в тремолитовые, кварцево-карбонатно-тремолитовые и эпидото-биотитовые сланцы (скарны). Известняки обычно крупнокристаллические, плотные, почти белые и всегда содержат некоторую примесь кварца, полевого шпата, биотита, рудного минерала и др.

Разрез карбонатно-сланцевой толщи наиболее полно представлен и относительно хорошо изучен в южной части подзоны Куолаярви—Соваярви (район оз. Соваярви и окрестности озер Каутис-Ярви—Пури-Ярви), где устанавливается следующая последовательность его (снизу вверх):

- |  | Мощность в м                |
|--|-----------------------------|
| 1. Серые и темно-серые, мелкозернистые, тонкосланцеватые, часто пльчатые биотито-кварцевые, кварцево-биотитовые и кварцево-биотито-карбонатные сланцы, тонко перемежающиеся между собой. Местами содержат редкие маломощные пропластки светло-серого кристаллического доломита и, в единичных случаях, прослой кварцево-роговообманковых сланцев   | не менее 70                 |
| 2. Светло-серые слоистые нередко пльчатые доломиты, в основании слюдистые, с прослоями темно-серых мелкозернистых кварцево-биотитовых сланцев (мощностью в несколько сантиметров, редко до 3 м) и песчаных доломитов (мощностью 1—2 до 10—30 см и реже до 3,6 м)   | от нескольких метров до 100 |
| 3. Белые, серые и розовые, крупно- и среднезернистые известняки, тонко перемежающиеся с серыми, темно-серыми двуслюдяно-хлоритовыми и биотито-хлоритовыми и биотито-хлорито-карбонатными сланцами. Мощность прослоев меняется от нескольких миллиметров до 10—15 см, иногда до нескольких метров. Помимо чистых известняков встречаются прослой доломитовых известняков и доломитов, имеющих большее развитие в низу толщи | не менее 100                |
| 4. Светло-серые и розовые тонкослоистые известняки   | не менее 40                 |
| 5. Темно-серые, плотные тонкоплитчатые, часто пльчатые филлиты и филлитовидные сланцы с тонкими прослоями черных углистых сланцев. В нижней части появляются маломощные (до 3—4 см) пропластки известняка  | не менее 50—80              |
| 6. Темные зеленовато-серые, тонкозернистые метаморфизованные эффузивные диабазы  | не установлена              |

Суммарная мощность отложений карбонатно-сланцевой толщи около 400 м. Данную мощность необходимо считать минимальной, так как вследствие весьма сложной тектонической структуры района оз. Сояярви, усложненной многочисленными разломами, учитывались лишь более достоверно установленные наименьшие мощности для отдельных частей разреза (см. выше).

Севернее, в районе озер Пюхя-Ярви, Алим-Курсу-ярви и Куоляярви, разрез отложений соаяярвской толщи хорошо сопоставляется с вышеприведенным разрезом района оз. Сояярви. Отличительной чертой является наличие в разрезе северного района большого числа эффузивных пластов основных пород, местами тонко переслаивающихся с доломитами (оз. Илим-Курсу-Ярви, западный берег оз. Куоляярви). Тут же, благодаря более интенсивному проявлению гипабиссальных интрузий основных пород, рвущих карбонатно-сланцевую толщу, наблюдается частое скарнирование карбонатных пород с появлением тремолитовых доломитов, тремолитовых, кварцево-карбонатно-тремолитовых и эпидото-биотито-кварцево-карбонатных пород.

На остальной территории участка Куоляярви — Сояярви почти исключительно развиты вулканогенные породы. Лишь местами среди них появляются карбонатно-сланцевые отложения, аналогичные породам верхней толщи (район оз. Хоси-Ярви). По-видимому, в этой части рассматриваемой подзоны осадочные образования были в большей мере или полностью вытеснены имеющими широкое развитие вулканогенными породами.

Преобладающими среди вулканогенных пород являются мелкозернистые темные зеленовато-серые альбит-актинолитовые диабазы и диабазовые уралитовые порфириды. Меньшим распространением пользуются автометаморфизованные диабазовые мандельштейны и вулканические брекчии. В зонах интенсивного рассланцевания в толще основных вулканитов последние превращены в темно-зеленые мелкозернистые сланцеватые породы, представленные актинолитовыми актинолитохлоритовыми, альбитохлоритовыми, частью альбито-карбонатно-хлоритовыми и биотитохлоритовыми сланцами.

Эта толща метаморфизованных основных эффузивов и зеленых сланцев прорывается многочисленными телами гипабиссальных основных пород — альбито-амфиболовых габбро-диабазов, лейкократовых альбитовых габбро-диабазов и альбититов, а также мелкими интрузиями ультраосновных пород и жилами микроклиновых гранитов и пегматитов.

Мощность этой вулканогенной толщи неизвестна, можно лишь предполагать, что она значительна. По степени метаморфизма данная толща относится почти полностью к фации зеленых сланцев.

Вопрос о возрасте вышеописанных супракрустальных образований участка Куоляярви — Сояярви продолжает вызывать разногласия. До последнего времени исследователи считали их нижнепротерозойскими. В противоположность этому В. И. Шмыгалев (1958 г.) метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи в районе оз. Сояярви и южнее (южная часть данного участка) относит главным образом к среднему протерозою. Те же образования севернее, в районе озер Пюхя-Ярви — Курсу-Ярви Г. В. Макарова (1958 г.) выделяет, как и другие исследователи, в нижний протерозой (тунгудско-надвоицкая серия).

Нижний протерозой рассматриваемого участка находит своего аналога в лопарской серии финской Лапландии, находящейся на северо-

западном продолжении подзоны Куолярви—Соваярви. Лопарская серия к тому же несет черты (магнетитовые кварциты и другие образования), сближающие ее с железорудной гимольской серией Карелии (см. нижний протерозой Западно-Карельской зоны) и в свою очередь перекрывается конгломерато-аркозовой серией кумпу, сходной с конгломерато-аркозовыми толщами среднего протерозоя Центральной Карелии.

Нижнепротерозойский комплекс участка Куолярви—Соваярви отличается от нижнепротерозойского супракрустального комплекса района оз. Кукас-Озера лишь несколько меньшим метаморфизмом (см. ниже).

Следует отметить и имеющиеся определения величины абсолютного возраста для слюдястых сланцев описанных толщ в районе озер Пюхья-Ярви, Нива-Ярви в  $1770-1800 \cdot 10^6$  лет, равные абсолютному возрасту несомненно нижнепротерозойских толщ других районов Северной, Центральной и Восточной Карелии.

В настоящее время этот комплекс должен рассматриваться в основном, как нерасчлененный, нижний (и частью средний) протерозой и лишь условно по преобладанию в его составе зеленокаменных эффузивных пород и частью кварцитов, сходных с верхней частью нижнего протерозоя Восточной Карелии, он здесь условно относится к тунгудско-надвоицкой серии (см. карту).

Среднепротерозойские образования на участке Куолярви—Соваярви выделяются пока условно. К ним с большей или меньшей вероятностью относятся конгломераты, аркозы, кварциты, сланцы и переслаивающиеся с ними метаморфизованные основные эффузивы (района озер Ноука-Ярви, Рова-Ярви) южной части данного участка, где они слагают пологие синклинальные структуры, среди обширного поля зеленокаменных пород нижнего протерозоя.

Южнее оз. Алим-Ноука-Ярви К. О. Кратц и О. А. Рийконен устанавливается следующая последовательность этих образований (снизу вверх):

Мощность в м

- |  |             |
|--|-------------|
| 1. Конгломераты, биотитовые аркозы и аркозовые сланцы, переслаивающиеся между собой, с прослоями хлорито-амфиболового сланца (4 м). Валунно-галечный материал конгломерата состоит главным образом из олигоклазового гранита, реже пегматита и аплита, цемент — серый или темно-серый аркозовый сланец со значительным содержанием биотита . . . . . | не менее 40 |
| 2. Серые и светло-серые мелкозернистые слюдястые аркозы . . . . .  | 65          |
| 3. Темно-зеленые рассланцованные метамандельштейны . . . . .   | 55          |
| 4. Зеленовато-серые мелкозернистые кварцево-хлоритовые сланцы . . . . .  | 45          |
| 5. Светлые желтовато-серые кварциты и кварцитовые сланцы с подчиненными им прослоями аркозов, аркозовых и кварцево-серпичитовых сланцев . . . . .  | 250—350     |
| 6. Серые биотитовые аркозы и аркозовые сланцы . . . . .  | 53          |
| 7. Светло-серые кварцитовые сланцы . . . . .   | около 50    |
| 8. Темные карбонатсодержащие филлиты . . . . .   | не менее 10 |

Базальные образования этой толщи известны и в других местах в краевой части рассматриваемой синклинальной структуры (южнее оз. Рова-Ярви, у оз. Кясиярви и в других местах), где описанного выше типа конгломераты переслаиваются с аркозами. В западном крыле структуры у оз. Киракко-лампи в конгломератах встречается также галька кварцевого порфира и кварцита, широко распространенные в толще нижнего протерозоя оз. Пана-Ярви и, частью, восточнее данного участка.

К этим же образованиям относятся конгломераты и, частью, аркозы, протягивающиеся узкой прерывистой полосой от оз. Кясиярви на



север до оз. Куола-Ярви. Разными исследователями (Волотовская, 1948 г.; Поротова, 1950.; Кратц и Рийконен, 1952 г., 1953 г.) эти конгломераты сопоставлялись со сходными конгломератами в основании нижнепротерозойского осадочно-эффузивного комплекса участка Пана-Ярви—Оланга. Позднее Г. В. Макарова (1958 г.) в районе оз. Курсу-Ярви эти же конгломераты, зажатые среди зеленокаменных пород с пологим падением на запад, считала базальными образованиями среднего протерозоя, который представлен здесь распространенными западнее диабазовыми эффузивами и карбонатно-сланцевой толщей оз. Хоси-Ярви. Однако у оз. Ноука-Ярви описываемые конгломераты и связанные с ними кварциты, образующие здесь пологую синклиналиную складку, перекрывают зеленокаменные эффузивы оз. Хоси-Ярви и являются более молодыми породами.

Наличие гальки нижнепротерозойских пород в базальных конгломератах заставляют также относить конгломерато-кварцитовую толщу оз. Ноука-Ярви предположительно к среднему протерозою. В районе оз. Куйва-Ярви эти отложения прорываются интрузией габбро-диабазов.

#### Участок Панаярви-Оланга

Этот участок охватывает сложную структуру, протягивающуюся в широтном направлении севернее и южнее оз. Пана-Ярви и затем далее через верховья р. Оланги на восток-северо-восток до оз. Ципринга. На запад эта складчатая структура продолжается за государственную границу.

От меридионально расположенного участка Куолаярви—Соваярви он отделяется антиклинальной зоной широтного направления, расположенной севернее оз. Пана-Ярви и намечающейся по выступам архейских пород на горах Мянтю-Тунтури и Раакку-Тунтури.

Среди протерозойских образований здесь широко распространение имеют измененные основные и кислые вулканические породы, конгломераты, кварцито-песчаники, слюдистые и слюдисто-карбонатные сланцы с подчиненными им доломитами и известняками. Вулканогенные породы по окраинам участка в целом окаймляют осадочно-метаморфические образования, распространенные преимущественно в его центральной части по южному и северному берегам оз. Пана-Ярви. Весь комплекс осадочных и вулканогенных пород прорывается гипабиссальными интрузиями метагаббро-диабазов и лейкократовых альбитовых габбро-диабазов, тогда как интрузивные тела гранитов известны только среди вулканогенных пород.

Такое зональное распределение супракрустальных образований всегда служило основанием для исследователей считать осадочно-метаморфические породы района оз. Пана-Ярви более молодыми, чем окружающие их основные и кислые эффузивы. Однако положение их в стратиграфической схеме протерозоя продолжает оставаться не вполне ясным.

В. Хакман и В. Вилкман конгломерато-кварцито-карбонатную толщу оз. Пана-Ярви, не прорываемую гранитами, выделили в ятулий, несогласно залегающий на более древних, чем граниты, калевийских образованиях, к которым они отнесли основные эффузивы оз. Пана-Ярви и осадочно-вулканогенный комплекс участка Куолаярви—Соваярви, описанный выше. Впоследствии такое же двухчленное строение этих протерозойских образований было принято советскими геологами (Поротова, 1950 г.; Кратц и Рийконен, 1950 г.).

Позднее, когда исследованиями был охвачен участок Куоляярви—Соваярви, где кварциты и карбонатные породы тесно перемежаются с зеленокаменными эффузивами, высказывались мнения о принадлежности осадочно-метаморфических и вулканогенных пород оз. Пана-Ярви к единой серии супракрустальных образований (карельская формация по Яковлевой и Заку, 1952 г.; нижний карелий по Кратцу и Рийконен, 1953 г.). Достоверно более молодыми считались лишь некоторые сланцы и подстилающие их конгломераты, содержащие гальки почти всех осадочных и магматических пород протерозоя данного района (южный берег оз. Пана-Ярви).

В. И. Шмыгалев (1958 г.) снова выдвигает представление, высказанное ранее В. Хакманом, Г. А. Поротовой и другими, о существовании двух разновозрастных супракрустальных комплексов, разделенных несогласием, которые он выделил (согласно новой стратиграфической схеме) соответственно в тунгудско-надвоицкую серию нижнего протерозоя и сегозерско-онежскую серию среднего протерозоя. При сходстве конгломератов, кварцитов и карбонатных пород сегозерско-онежской серии с среднепротерозойскими отложениями Центральной Карелии, это представление В. И. Шмыгалева, однако, не исключает того противоречия, что в полосе оз. Соваярви—Куоляярви четкой границы между выделенными им сериями не устанавливается. Кроме того, пока не находит удовлетворительного объяснения тот факт, что некоторые конгломераты (южный берег оз. Пана-Ярви), которые по В. И. Шмыгалеву должны документировать несогласие между указанными сериями, содержат в виде гальки разные породы, аналогичные породам вышележащей серии. Положение же других конгломератов, относимых к базальным образованиям сегозерско-онежской серии, достоверно неизвестно и трактуется разными исследователями различно.

Указанное обстоятельство не позволяет пока надежно провести разделение протерозойских образований района оз. Пана-Ярви на разновозрастные группы, хотя наличие некоторых несомненно среднепротерозойских пород (см. ниже) позволяет рассчитывать, что в дальнейшем на этой территории будут выделены более широкие площади пород среднего протерозоя. В настоящее время почти все рассматриваемые образования условно относятся к нижнему протерозою.

Нижнепротерозойские образования представлены метаморфизованными осадочными и эффузивными породами, среди которых преобладающее развитие имеют в различной степени измененные диабазы, диабазовые порфириты и мандельштейны, вулканические брекчии, кварцевые порфиры и плагиопорфиры, конгломераты, кварциты и кварцито-песчаники, доломиты и известняки, слюдяные и карбонатные сланцы. Этот эффузивно-осадочный комплекс прорывается интрузивными габбро-диабазами. Более низкие члены его секутся также интрузиями глубинных основных, ультраосновных и кислых пород.

Нижние части разреза эффузивно-осадочного комплекса представлены метаморфизованными основными эффузивами — метадиабазами, метапорфиритами, метамандельштейнами, диабазовыми вулканическими брекчиями и зелеными сланцами, аналогичными развитым и на вышеописанном участке Куоляярви—Соваярви.

В этой толще вулканических пород большое участие принимают кварцевые порфиры и кератофиры, неизвестные севернее в меридиональной полосе. Эти серые, темно-серые, мелкозернистые порфиновые породы с вкрапленниками голубоватого кварца и светло-буроватого по-

левого шпата, включенными в мелкокристаллическую основную массу кварца, кислого плагиоклаза, микроклина, биотита, частью мусковита, карбоната и рудного минерала, кислые вулканы нередко сильно рассланцованы и превращены в темно-серые богатые слюдой порфиroidы и слюдяные сланцы. Преобладающее распространение они имеют на северном берегу восточной части оз. Пана-Ярви. Эта толща основных и кислых эффузивов в ряде мест через существенно гранитные базальные конгломераты и аркозы залегает на архейских гнейсах и гранитоидах.

Выше залегают кварциты, кварцито-песчаники, слюdistые (филлитовые) и слюdistо-карбонатные (мергелистые) сланцы и в виде мало-мощных прослоев и линз доломиты и редко известняки. Эти метаморфизованные осадочные породы, в целом сходные с таковыми участка Куолаярви—Соваярви, отличаются от них несколько меньшим метаморфизмом и более однообразным составом. Вместо основных эффузивов, переслаивающихся с осадочными породами на упомянутом участке, здесь среди них встречаются исключительно (1) гипабиссальные интрузивные тела габбро-диабазов.

Местами, например в юго-восточной части оз. Пана-Ярви, нижняя вулканогенная толща выклинивается и тогда верхняя осадочная толща с базальными конгломератами и аркозами соприкасается с основными интрузивами, отделяющими их от более древнего архейского основания.

Значительное развитие имеют разнообразные по составу мономиктовые (диабазовые, кварцево-порфировые) и полимиктовые конгломераты (восточная часть оз. Пана-Ярви), положение которых достоверно не определяется и трактуется различно.

В основании супракрустальной толщи протерозоя рассматриваемого участка залегают конгломераты и аркозы, аналогичные протерозойским базальным слоям подзоны Куолаярви—Соваярви. Наиболее выдержанно они прослеживаются вдоль северного края и в восточной части подзоны Пана-Ярви—Оланга. В остальной части разрез протерозойской толщи не отличается постоянством, что станет очевидным из последующего изложения.

В составе протерозоя северного берега оз. Пана-Ярви количественно преобладающую роль играют эффузивные породы. Здесь между г. Мянтю-Тунтури и оз. Пана-Ярви (средняя часть оз. Пана-Ярви) протерозойские супракрустальные образования залегают с выдержанным широтным простиранием (СВ 70—90°) и крутым падением на юг под углами 50—80°. С севера на юг устанавливается следующая последовательность пород разреза (снизу вверх):

Мощность в м

1. Светло-серый средне-, частью мелкозернистый аркоз залегает непосредственно на архейских серых среднезернистых биотито-олигоклазовых гнейсо-гранитах, содержащих участки крупнозернистого аляскитового гнейсо-гранита 2—10
2. Конгломераты с галькой олигоклазовых гнейсо-гранитов, амфиболита, иногда биотитового гнейса. Цемент в нижней части представлен темно-серым осланцованным биотитовым аркозом, вверх переходящим в светлый blastокластический аркоз 60—90
3. Диабазовая брекчия (вулканическая), содержащая обломки темного серовато-зеленого мелкозернистого метапорфирита со сланцеватым диабазовым цементом, несущим вкрапленность пирита 230—250
4. Конгломерат, содержащий гальки олигоклазового гнейсо-гранита, кварцевого порфира, диабазового метапорфирита и единичную гальку диабазовой брекчи. Цемент, осланцованный, состоит в основном из материала разрушения кварцевого порфира с зернами харак-

	Мощность в м
терного голубого кварца. В основании слоя, непосредственно примыкающего к подстилающей диабазовой брекчии, конгломерат состоит преимущественно из гальки диабазового метапорфирита и единичных фрагментов кварцевого порфира, заключенных в биотито-хлоритовый сланцевый цемент	12—16
5. Кварцевый порфир, осланцованный, со вкрапленниками голубого кварца и серовато-розового альбита	10
6. Конгломерат с обильной галькой метадиабазы и кварцевого порфира в слюдисто-сланцевом цементе, содержащем крупные зерна полевого шпата и голубоватого кварца	4
7. Кварцевые порфиры и бескварцевые альбитофиры, большей частью интенсивно осланцованные	65—70
8. Конгломерат с галькой биотитового гнейсо-гранита и кварцевого порфира в цементе, представляющем биотито-хлоритовый сланец	5—15
9. Кварцевые порфиры и альбитофиры, сильно осланцованные. В средней части горизонта в порфире крупные до 3 см в поперечнике миндалины, заполненные кварцем, и тонкие кварцевые жилы	165—180
10. Конгломерат с галькой кварцевого порфира и редкой галькой гнейсо-гранита, заключенными в цементирующем серицито-хлоритовом сланце	20—35
11. Кварцевые порфиры, осланцованные	40—55
12. Конгломерат, аналогичный породе в слое 10	около 35
13. Кварцевые порфиры и альбитофиры, в различной степени осланцованные	170—185
14. Конгломерат с галькой кварцевого порфира, метадиабазы и гнейсо-гранита в слюдисто-хлоритовом цементе	не менее 10—15
15. Темный зеленовато-серый среднезернистый амфиболизированный габбро-диабаз с участками полосчатой текстуры, выраженной чередованием лейкократовых и меланократовых полос мощностью до 10 см, местами осланцован	140—160
16. Темно-серый с зеленоватым оттенком интенсивно осланцованный метадиабаз с участками миндалекаменных разностей. Сечется турмалино-кварцевыми жилами	190—200
17. Светло-серые средне- и мелкозернистые толстоплитчатые серицитовые кварциты	не менее 10—20
18. Интрузивные розовато-серые средне- и крупнозернистые лейкократовые габбро-диабазы с участками крупнозернистого альбитита	280
19. Светло-серые мелкозернистые мергелистые сланцы	10—20
20. Светло-серые средне- и мелкозернистые серицитовые кварциты с мало мощными прослоями мергелистых сланцев	не менее 25

Суммарная мощность установленной здесь части разреза достигает 1100—1200 м, из них на долю гипабиссальных интрузивных габбро-диабазов приходится немногим более 400 м.

Такая перемежаемость пород объясняется многократными излияниями основных и кислых пород, чередовавшихся с перерывами и накоплением грубообломочного материала, главным образом за счет подстилающих покровов. В этом заключается и закономерная зависимость состава конгломератов от подстилающих эффузивов (Яковлева и Зак, 1952 г.).

Наряду с этим породы, напоминающие осланцованные кварцевые порфиры, часто переслаивающиеся с конгломератами в средней части разреза, некоторыми исследователями выделяются под названием «очковых» сланцев, представляющих метаморфизованные осадочные породы, образовавшиеся за счет разрушения кислых порфиров (Наскман, Wilkman, 1929; Поротова, 1950 г.; Кратц и Рийконен, 1950 г.; Яковлева и Зак, 1952 г.). Данные сланцы, как правило, отделяют (подстилают?) конгломераты от окружающих их кварцевых порфиров. Это обстоятельство послужило основанием Х. Хакману считать конгломераты более молодыми, чем кварцевые порфиры, которые он относил к архею. Г. А. Поротова (1950 г.), К. О. Кратц и О. А. Рийконен (1950 г., 1953 г.),

по той же причине считали эти конгломераты останцами более молодых пород, сохранившихся в тектонических трогах вдоль взбросовых зон в толще эффузивов.

Согласно представлению о более молодом возрасте конгломератов стало бы понятным наличие в их составе галек кварцита, отмеченных В. И. Шмыгальевым (1958 г.).

Несколько восточнее описанного разреза кварцевые порфиры непосредственно залегают на базальных аркозово-конгломератовых слоях, вытесняя собой основные эффузивы, отмеченные ранее в низах толщи.

К западу заметно сокращается мощность всей эффузивной толщи и в особенности кислых эффузивов. Здесь на юг от г. Раакку—Тунтури отмечается следующий разрез, непосредственно подстилаемый серыми среднезернистыми биотитовыми гнейсо-гранодиоритами архея, послойно мигматизированными розовыми плагиомикроклиновыми гранитами.

	Мощность в м
1. Серая аркозовидная порода, напоминающая по внешнему виду подстилающие гнейсо-гранодиориты	5—10
2. Конгломераты с галькой преимущественно серого гнейсо-гранодиорита, в меньшей мере, аплита, плагио-микроклинового гранита, изредка плотного метабазита и кварца. Цемент серый биотито-хлоритовый сланец с мелкими обломками и гальками гранита, кварца, микроклина и плагиоклаза	около 20
3. Темно-серая с зеленоватым оттенком диабазовая брекчия, состоящая из угловатых и субугловатых обломков плотного диабазового порфирита и светло-серого плагиоклазо-амфиболового порфирита и светло-серого плагиоклазо-амфиболо-кварцевого цемента	20—22
4. Серовато-зеленые интенсивно рассланцованные, частью плейчатые порфиробластические амфиболовые сланцы с порфиробластами розовой обманки до 1,5 см длиной	100—110
5. Осланцованные серые плагиопорфиры с порфиrowыми вкраплениями альбит—олигоклаза	40—45
6. Конгломераты, интенсивно рассланцованные, с галькой и цементом из материала разрушения кварцевых порфиров	15
7. Темно-серые рассланцованные кварцевые порфиры	35—50
8. Темно-серые среднезернистые метаморфизованные интрузивные габро-диабазы с редкой рассеянной сульфидной вкрапленностью	не менее 70—85
9. Светло-серые кварцитовые сланцы с маломощными прослоями мергелистого сланца	70—75
10. Светло-серые с розоватым оттенком средне- и крупнозернистые лейкократовые габро-диабазы с мелкозернистой приконтактовой разностью. В центральных частях шпиль безамфиболового альбитита	60—70
11. Серые, местами розовые плотные мергелистые сланцы	80—90

Положение конгломерата (6) в этом разрезе не вполне ясно. Залегание его среди кварцевых порфиров напоминает более восточный разрез (Яковлева и Зак 1952 г.), но также нельзя исключать его более молодой возраст.

Протерозойские отложения южного берега оз. Пана-Ярви в отличие от таковых на северном берегу характеризуются значительно большим развитием осадочных пород и резко подчиненным значением излившихся магматических пород.

По правому берегу р. Оланги в ее верховьях протерозойские отложения подстилаются с юго-востока архейскими плагиомикроклиновыми гнейсо-гранитами с заключенными в них участками биотито-амфиболовых гнейсов, мигматизированных среднезернистым серовато-красным плагиомикроклиновым гранитом. Между архейскими гранитами и основанием осадочной толщи протерозоя залегает межформационное интрузивное тело темно-серого среднезернистого метагаббро с видимой мощ-

ностью от 700—800 до 1000 м. Далее с юго-востока на северо-запад устанавливается следующая последовательность пород разреза (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Серый среднезернистый аркозовый сланец. В нижней части базального аркоза под влиянием метагаббро в породе появляются розовая обманка, эпидот и хлорит, придающие ей зеленоватый оттенок. Кроме того, наблюдаются тонкие эпидотовые и кварцево-карбонатные жилы	70—80
2. Конгломерат, состоящий из галек плагиомикроклинового гнейсо-гранита и аплита, сцементированных серым или розовато-серым, частью пльчатым аркозовым сланцем. В цементе многочисленны прожилки и мелкие гнезда карбоната	6—7
3. Светлые, зеленовато-серые сланцеватые аркозы со значительным количеством полевого шпата	3—4
4. Конгломерат, содержащий гальку плагиомикроклинового и розового аплитовидного гранита в сланцеватом, пльчатом аркозовом цементе. В конгломерате заключен пласт эффузивного метапорфира мощностью 8 м. Породы секутся маломощными жилами альбитита	65
5. Интенсивно осланцованные аркозы (аркозовые сланцы) с тонкими кварцево-карбонатными жилами	10
6. Зеленовато-серые карбонатно-серицито-хлоритовые сланцы с многочисленными маломощными пропластками доломита	20
7. Серовато-зеленый среднезернистый аркоз, сильно трещиноватый, переходящий вверх в красноватый слоистый аркоз	8—10
8. Светло-серый, среднезернистый карбонатный песчаник с тонкими (0,5—3 см) пропластками кварцита	3
9. Плотный розовато-серый доломит	15—20
10. Мясо-красный, крупно- и среднезернистый микроклиновый гранит, сильно трещиноватый. Контакт с вмещающими породами не наблюдается	120—130
11. Светло-серые, мелкозернистые серицитовые кварциты, переходящие по простиранию (на юго-восток) в кварцево-серицитовые сланцы	55—60
12. Светло-серые брекчированные кварцито-песчаники	5—10
13. Светло-серые мергелистые сланцы с пропластками серицитовых сланцев	10
14. Брекчированные кварцито-песчаники, аналогичные слою 12	6
15. Эруптивная брекчия с обломками слоистого кварцито-песчаника, сцементированных среднезернистым лейкократовым габбро-диабазом	5
16. Светлые средне- и мелкозернистые слоистые кварцито-песчаники, местами брекчированные	12
17. Светлые тонкосланцеватые мергелистые сланцы	12
18. Темно-серый, массивный, слегка брекчированный доломит с тончайшими прожилками (пропластками?) гематита	6
19. Светло-серые плотные мергелистые сланцы	2
20. Розовый брекчированный кварцит с маломощными брекчированными пропластками мергелистого сланца*	15—17
21. Серые, мелкоскладчатые, богатые карбонатом кварциты с большим количеством тонких кварцевых и карбонатных жил	7—8
22. Розовые и серые тонкослоистые доломиты с кварцево-карбонатными жилами, сменяющиеся вверх мелкозернистыми розовыми доломитами	95—100
23. Темно-серый мелкозернистый мергелистый сланец с частой вкрапленностью железного блеска	35—40
24. Светло-серые кварцево-карбонатные сланцы с кварцевыми и гематитсодержащими карбонатными прожилками	50—60
25. Темно-серый тонкозернистый мергелистый сланец с тончайшими пропластками (прожилками?) железного блеска	10—15
26. Серые плотные доломиты, выше сменяющиеся неясно слоистыми, розовато-серыми сланцеватыми разновидностями	не менее 10
27. Темный зеленовато-серый осланцованный метадиабаз с тонкими гематитсодержащими кварцево-кальцитовыми прожилками	не менее 25—40

\* Продолжение этого разреза прослеживается западнее, к югу от оз. Исо-Ние-рийис-ярви.

Мощность толщи в описанном разрезе (за исключением интрузии микроклинового гранита в низах толщи) достигает 650—700 м. Самые верхи ее пока не установлены, поэтому приведенные разрезы протерозоя участка Пана-Ярви—Оланга остаются неполными.

Сравнивая разрез южного берега оз. Пана-Ярви с разрезами северного берега, а также меридиональной подзоны, нетрудно увидеть общие для них характерные базальные слои, представленные аркозами, аркозовыми сланцами и конгломератами.

Вместе с тем, в разрезе южного берега почти отсутствуют характерные для низов нижнепротерозойского комплекса (разрез северного берега оз. Пана-Ярви) мощная толща основных и кислых эффузивов. По-видимому, последней соответствуют кварцевые порфиры южнее оз. Селькя-ярви и диабазовые брекчии к юго-западу от него, приуроченные к южному крылу широтной синклинальной структуры оз. Пана-Ярви. Это свидетельствует о резком сокращении мощности эффузивной толщи с севера на юг на участке Пана-Ярви — Оланга.

Такие же кислые и основные эффузивы устанавливаются в западной части южного берега оз. Пана-Ярви.

Нужно думать, что образование вулканических пород на участке Пана-Ярви—Оланга происходило не только до периода накопления собственно осадочных пород, но также одновременно с последним.

Сопоставление разрезов протерозойских осадочно-вулканических толщ участков Куоляярви—Соваярви и оз. Пана-Ярви вследствие существенных различий в их строении встречает некоторые затруднения.

Как уже упоминалось, самой характерной чертой, общей для всех разрезов нижнего протерозоя обеих подзон, является наличие в низах каждого из них аркозово-конгломератовых базальных горизонтов, залегающих непосредственно на более древних архейских кристаллических породах, образующих в них весь обломочный материал.

Кварцито-амбифоло-сланцевая толща участка Куоляярви — Соваярви непрерывно продолжается в существенно вулканогенную толщу северного берега оз. Пана-Ярви. Заслуживает внимания то, что при значительном преобладании вулканогенных пород в обоих случаях наиболее существенным отличием (за исключением более интенсивного метаморфизма в первой подзоне, где сильнее развиты интрузии более молодых гранитов) является наличие большого числа прослоев внутрiformационных (?) конгломератов среди эффузивов широтной зоны. Если такое представление правильно, то в целом прослой конгломератов, возможно, соответствуют многочисленным горизонтам кварцитов и кварцито-песчаников в разрезе на участке Куоляярви — Соваярви.

Соответствует ли верхняя кварцито-карбонатная толща участка Пана-Ярви—Оланга карбонатно-сланцевой толще участка Куоляярви—Соваярви, или она охватывает по времени и часть нижележащей толщи, определить пока трудно. Необходимо, однако, отметить, что в разрезах обоих участков карбонатные породы преимущественно приурочены к их верхам.

За отсутствием полной ясности в стратиграфическом расчленении осадочно-вулканического комплекса Пана-Ярви—Оланга не имеется еще достоверных оснований для его корреляции с нижнепротерозойскими сериями других районов Карелии. Широкое развитие в этом комплексе спилитовых диабазов и кварцевых порфиров и их возрастные соотношения с интрузивными породами указывают на возможность сопостав-

ления их с породами тунгудско-надвоицкой серии нижнего протерозоя Восточно-Карельской синклинойной зоны.

Нишнепротерозойские супракрустальные образования Западного района Северо-Карельской зоны прорываются, кроме кислых и основных гипабиссальных интрузий, связанных с эффузивным комплексом нижнего протерозоя, интрузиями ультраосновных и основных пород (оз. Куола-Ярви, р. Кайман). К этой же группе магматических пород относятся интрузии ультраосновных, основных и, частью, средних пород гор Ортсана, Каменные озера, Кивакка, Ципринга, Луккулайс-вара и др. Более молодыми являются микроклиновые граниты района озер Пана-Ярви, Сокол-Озеро и Пюхя-Ярви — Куола-Ярви, а также гранофиновые микроклиновые граниты Нуорунен и Корманка.

С большей или меньшей достоверностью к более молодым супракрустальным образованиям протерозоя данного участка относятся некоторые конгломераты и сланцы, известные на южном берегу оз. Пана-Ярви. Об этом свидетельствует состав галечного материала конгломератов, среди которого встречаются описанные выше осадочные и эффузивные породы нижнего протерозоя, а также прорывающие их граниты. Здесь на серых мелкозернистых биотитовых аркозах, перекрывающих темно-зеленовато-серые, плотные эффузивные метадиабазы, залегают конгломераты, содержащие гальку плагиоклазового и плагио-микроклинового гнейсо-гранита, кварцевого порфира, аплита, серицито-кварцевых сланцев и доломита с цементом, состоящим из серицито-биотито-карбонатного сланца. К верху количество галек уменьшается. Мощность конгломератов меняется от 6 до 40 м.

Выше конгломераты сменяются серыми, тонкоплитчатыми кварцево-серицито-карбонатными сланцами, мощность которых здесь составляет не менее 60 м.

Возможно, к этим же образованиям относится часть конгломератов и лежащих на них кварцито-песчаников и слюдисто-карбонатных сланцев, установленных В. И. Шмыгалевым (1958 г.) южнее оз. Пана-Ярви, к юго-западу от оз. Сювя-Салма-Ярви. Данные конгломераты непосредственно перекрывают здесь нишнепротерозойские осадочно-метаморфические породы и содержат их обломки.

Этим конгломератам и сланцам южного берега оз. Пана-Ярви, по-видимому, соответствуют конгломераты и кварциты оз. Ноука-Ярви в меридиональной подзоне, в которой гальки, помимо архейских пород, состоят из кварцитов и кварцевых порфиров.

Наличие кварцево-слюдяно-карбонатных сланцев, согласно перекрывающих указанные конгломераты на южном берегу оз. Пана-Ярви, указывает на возможность установления в будущем более широкого развития в данном районе этих молодых осадочно-метаморфических пород. В. И. Шмыгалев (1958), как и ранее Г. А. Поротова (1950 г.) и К. О. Кратц и О. А. Рийконен (1950 г.), считает, что описанные конгломераты являются базальными для всей кварцито-карбонатной толщи района оз. Пана-Ярви, отнесенной выше к нижнему протерозою, и выделяет последнюю в сегозерско-онежскую серию среднего протерозоя. Нельзя не отметить общего литологического сходства этой толщи среднепротерозойскими отложениями Центральной Карелии. Однако приходится считать ее и с составом конгломератов, которые содержат гальки пород кварцито-доломитовой толщи. Следует отметить, что совершенно аналогичные по составу конгломераты были описаны В. Хакманом (Hakman, 1929) несколько западнее на территории Финляндии.



на р. Оуланка, и впоследствии Х. Вейринен (1954 г.) также трактовались, как более молодые, чем окружающие их кварциты, доломиты и метаморфизованные основные эффузивы.

Если полимиктовые конгломераты северного берега оз. Пана-Ярви, содержащие обильную гальку кварцевых порфиров (см. выше), в действительности не переслаиваются с последними, а тектонически повторяются в разрезе, как допускают некоторые исследователи, то они также могут оказаться среднепротерозойскими.

Весьма вероятно, что к интрузивным образованиям, более молодым, чем описанные среднепротерозойские отложения, относятся лейкократовые альбитовые диабазы и альбититы, которые в виде трещинных интрузий прорывают протерозойские осадочно-вулканогенные толщи в этом районе.

Региональный метаморфизм, определивший конечный облик первично осадочных и вулканических пород, проявился с различной интенсивностью в разных районах. Породы нижней толщи в районе оз. Нива-Ярви представлены почти исключительно амфиболитовой фацией, в районе оз. Исосиеппи-ярви в низах толщи амфиболитовой, частью зеленосланцевой фациями, тогда как в верхней части ее — полностью зеленосланцевой фацией. В меридиональной полосе оз. Нилутти-ярви и в районе оз. Алим-Ноука-ярви породы нижней толщи метаморфизованы до степени зеленосланцевой фации. К этой же фации в основном относятся все породы верхней толщи, а также осадочно-вулканогенные породы участка Пана-Ярви—Оланга. Наиболее интенсивный метаморфизм (амфиболитовая фация) проявляется в районах максимального проявления гранитных интрузий в пределах толщи, тогда как при отсутствии или при незначительном развитии гранитных интрузий породы характеризуются почти исключительно зеленосланцевой фацией.

### *Центральный район*

#### **НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ**

Центральный район развития протерозойских образований Северо-Карельской зоны, имеющей форму выпуклой к северо-востоку широкой дуги, отчетливо распадается на два различные по своему геологическому строению участка: Кукаозерский и параллельно расположенный ему Ириногорский.

На западе в области замыкания этих участков появляются массивы протерозойских микроклиновых гранитов, наиболее крупным из которых является Соколозерский массив; на юго-востоке они прорываются Тикшозерской интрузией микроклиновых гранитов.

#### **Кукаозерский участок**

Кукаозерский участок охватывает полосу от оз. Невгозеро на восток и юго-восток вдоль Кукас-Озеро к северо-восточному и восточному берегам оз. Тикше-Озеро. Он имеет сложное синклинальное строение, нарушенное мощными продольными разломами. От Ириногорского участка отделяется узким антиклинальным поднятием, с юго-запада ограничивается полем развития архейских пород.

На Кукаозерском участке преобладающими являются нижнепротерозойские образования, которым резко подчинены покровные породы среднего протерозоя.

В строении Кукасозерского участка количественно главная роль принадлежит мощной толще амфиболовых, слюдяно-амфиболовых сланцев и метаморфизованных основных эффузивов с подчиненными им кварцитами и кварцево-серицитовыми сланцами. Ограниченное развитие здесь имеют параамфиболиты и доломиты, которые встречаются на небольших площадях в осевой части подзоны по берегам и островам оз. Кукас-Озера. Еще меньшее распространение имеют относимые к среднему протерозою полимиктовые конгломераты, которые известны на северном и южном берегах оз. Кукас-Озеро в его средней части. Среди указанных пород (за исключением конгломератов) встречаются интрузивные тела метаморфизованных ультраосновных и основных пород (метаоливиниты, серпентиниты, актинолиты, габбро-амфиболиты). Молодые плагиомикроклиновые граниты и их пегматиты прорывают лишь нижнюю часть толщи, представленную преимущественно амфиболовыми сланцами и кварцитами.

По геолого-литологическим особенностям комплекс метаморфизованных нижнепротерозойских осадочных и вулканических пород делится на две толщи: нижнюю, кварцито-амфиболо-сланцевую и верхнюю, доломито-параамфиболовую (по Кратцу и Демидову, 1951—1953 гг. соответственно кукасозерскую свиту и свиту хирви-наволек) (рис. 22).

Кварцито-амфиболо-сланцевая толща имеет преобладающее развитие в Кукасозерской подзоне и состоит из амфиболовых и слюдяно-амфиболовых сланцев, метаморфизованных основных эффузивов, светлых кварцитов, серых биотито-эпидотовых кварцитов, кварцито-песчаников и кварцево-серицитовых сланцев.

Амфиболовые и слюдяно-амфиболовые сланцы, составляющие большую часть разреза рассматриваемой толщи, представляя собой тонко-сланцеватые мелко-, реже среднезернистые породы темного серовато-зеленого или темно-зеленого цвета. Изредка среди них встречаются разности с миндалекаменной текстурой, напоминающие сильно измененные мандельштейны. Породообразующими являются обыкновенная роговая обманка, реже куммингтонит, биотит, плагиоклаз (олигоклаз-андезин, андезин), кварц, иногда гранат, эпидот и хлорит. В небольших количествах присутствуют кальцит, серицит,

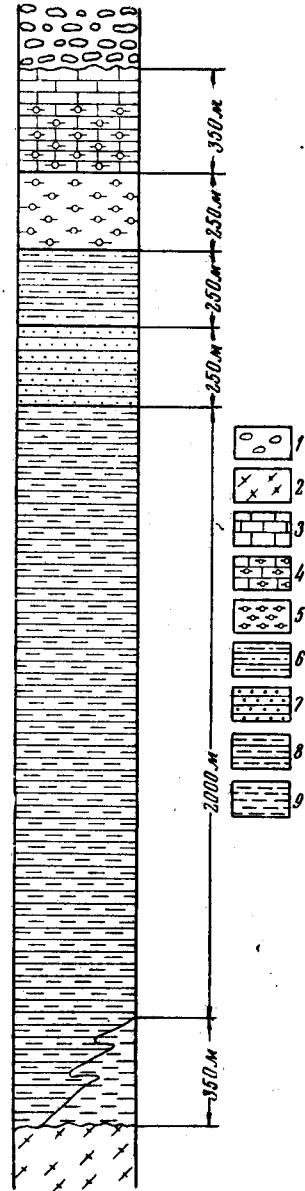


Рис. 22. Сводная литолого-стратиграфическая колонка нижнекарельского комплекса Кукасозерской подзоны (по К. О. Кратцу и Н. Ф. Демидову, 1953)

- 1 — полимиктовые конгломераты; 2 — гнейсы и гранитоиды (основания); 3 — доломиты; 4 — переслаивание доломитов со сланцами и параамфиболитами; 5 — параамфиболиты; 6 — биотитовые и эпидото-биотитовые кварциты и сланцы; 7 — кварциты и кварцево-серицитовые сланцы; 8 — амфиболовые, биотито-амфиболовые, гранато-биотитовые и биотитовые сланцы; 9 — мелкозернистые биотитовые, амфиболовые и гранато-биотитовые гнейсы

сфен, эпидот, магнетит, апатит. Структура сланцев лепидобластическая, лепидогранобластическая, частью порфиробластическая. В составе этой группы выделяются преобладающие амфиболовые, биотито-амфиболовые, гранато-амфиболовые и биотитовые сланцы и резко подчиненные им амфиболо-хлоритовые, эпидото-амфиболовые и карбонато-амфиболовые разновидности.

Светло-серые, розоватые кварциты, частью кварцито-песчаники и серые биотито-эпидотовые кварциты тесно связаны между собой. Эти средне- и мелкозернистые, большей частью осланцованные породы с отчетливой кристаллобластической структурой состоят в основном из кварца, которому подчинены присутствующие в варьирующих количествах серицитизированный плагиоклаз и микроклин (редко), биотит, серицит, кальцит и эпидот. Среди них местами встречаются кварцево-серицитовые сланцы, которые через двуслюдяные переходят в кварцево-биотитовые, кварцево-гранато-биотитовые и карбонато-биотитовые разновидности. В последних, кроме главных минералов, спорадически встречаются плагиоклаз, микроклин, мусковит, эпидот, амфибол и магнетит.

Наиболее мощное развитие эта толща имеет в средней части оз. Кукас-Озеро, где на его северном берегу (по Кратцу и Демидову, 1953 г.) для нее устанавливается следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Темно-серый мелкозернистый порфиробластический гранато-биотитовый сланец	5
2. Темный зеленовато-серый среднезернистый амфиболовый сланец	8—9
3. Темно-серые мелкозернистые порфиробластические гранато-биотитовые сланцы с тонкими пропластками амфиболового сланца	2—3
4. Темно-серые мелкозернистые слоистые биотитовые гнейсы, в верхней части переходящие в серые среднезернистые порфиробластические гранато-биотитовые разновидности	не менее 33
5. Темно-серые, мелкозернистые, биотито-амфиболовые сланцы	не менее 12
6. Темно-серые мелкозернистые амфиболовые сланцы	100
7. Темно-серые мелкозернистые гранато-биотито-амфиболовые сланцы с порфиробластами граната	75
8. Серые мелко- и среднезернистые гранато-амфиболо-биотитовые сланцы с небольшими порфиробластами граната	65
9. Темно-серые среднезернистые гранато-биотито-амфиболовые сланцы	70
10. Темные почти черные мелко- и среднезернистые биотито-амфиболовые сланцы	не более 50
11. Темно-серые среднезернистые гранато-биотито-амфиболовые сланцы	не более 85
12. Черные мелкозернистые биотито-амфиболовые сланцы	110
13. Те же биотито-амфиболовые сланцы, переслаивающиеся с тонкими пропластками среднезернистых амфиболовых разновидностей	30
14. Темно-серые среднезернистые амфиболовые сланцы	120
15. Темно-серые среднезернистые биотито-амфиболовые сланцы. Местами наблюдаются реликты сильно измененного мандельштейна с миндалинами, выполненными кварцем. Среди сланцев наблюдаются редкие маломощные красного цвета карбонатные жилки	200—250
16. Темные среднезернистые гранато-биотито-амфиболовые сланцы	140—160
17. Сильно измененная темная зеленовато-серая диабазовая брекчия, состоящая из вытянутых (развальцованных) параллельно ориентированных обломков амфиболового сланца и несколько более светлого мелкозернистого цемента. Цемент по составу соответствующий биотито-амфиболовому сланцу иногда содержит мелкие кристаллы розового граната	не более 250—270
18. Темно-серый среднезернистый биотито-амфиболовый сланец с участками миндалекаменной текстуры	20

19. Сильно измененная диабазовая брекчия, аналогичная слою 17	40
20. Среднезернистый сланцеватый амфиболит, состоящий почти целиком из светло-зеленой роговой обманки	10
21. Часто переслаивающиеся светлые крупнокристаллические карбонатные породы и среднезернистые серые карбонатно-амфиболо-биотитовые сланцы	20
22. Светлые желтовато-серые мелко- и среднезернистые слоистые серицитовые кварциты	200—250
23. Мелкозернистые слоистые биотито-эпидотовые кварциты	не менее 250

Этот тип разреза рассматриваемой толщи, имеющей общую мощность в 1900—2000 м, является относительно выдержанным в восточной части оз. Кукас-Озеро. Западнее в самых низах ее наряду с амфиболовыми и биотито-амфиболовыми сланцами появляются кварциты, отмеченные только в верхней части вышеприведенного разреза.

Непосредственно севернее у южного конца оз. Кужи-Ярви в небольшой обособленной синклинальной складке, лежащей на тех же архейских биотитовых гнейсах, в основании залегает горизонт темных зеленовато-серых амфиболовых сланцев мощностью 85—100 м, перекрытый белыми массивными сливными кварцитами мощностью не менее 50 м.

В юго-восточном конце оз. Кукас-Озеро светло-серые мелкозернистые кварциты залегают в основании рассматриваемой нижней толщи непосредственно на архейском гранитном основании.

Таким образом, в разрезе рассматриваемой толщи значительно преобладают различные амфиболовые и слюдяно-амфиболовые сланцы, содержащие маломощные пропластки и слои кварцитов и парасланцы, сменяющиеся в верхах ее кварцитами и биотито-эпидотовыми кварцитами. Основные эффузивы (диабазовые порфириты, метамандельштейны и диабазовые брекчии) сохранились среди сланцев спорадически. По всей вероятности, здесь развита глубокометаморфизованная вулканогенная толща, в составе которой подчиненную роль играли песчаники, мергелистые песчаники и частью карбонатные породы.

Доломито-параамфиболитовая толща имеет относительно небольшое площадное распространение. Породы, слагающие ее, сосредоточены почти исключительно на мысе Хирви-Наволок южного берега оз. Кукас-Озера и на островах к западу от него. Она залегает в ядрах синклинальных складок, согласно сменяя вышеописанную толщу в верхах нижнепротерозойского эффузивно-осадочного комплекса.

В составе ее К. О. Кратцем и Н. Ф. Демидовым (1953 г.) выделяются два последовательных горизонта (снизу вверх): 1) горизонт параамфиболитов и подчиненных им сланцев; 2) горизонт переслаивания доломитов со сланцами и, частью, параамфиболитами.

Горизонт параамфиболитов отличается своеобразным составом слагающих ее пород и характером их сочетания. Среди параамфиболитов преобладают темно-зеленые крупнозернистые порфиробластические амфиболиты с массивной, узловатой текстурой, в меньшей мере встречаются мелкозернистые плотные или рассланцованные разновидности.

Кроме преобладающего в параамфиболитах амфибола, представленного обыкновенной роговой обманкой, реже антофиллитом и куммингтонит-грюнеритом, в их составе присутствуют плагиоклаз (от андесина до битовнита), гранат и непостоянно кварц, ставролит, кианит, биотит, кальцит, серицит, хлорит и магнетит.

По минеральному составу различаются мочоминеральные, полевошпатовые, гранатовые, антофиллитовые, ставролитовые и кианито-ставролитовые амфиболиты. Встречаются также кварцевые амфиболиты и

амфиболовые сланцы. Несколько меньшее распространение в составе этого горизонта имеют двуслюдяные и другие сланцы. Все указанные породы тонко перемежаются между собой, образуя чередующиеся слои мощностью от 10—15 см до 1 м, редко до 3 м.

Если в низах горизонта по мощности несколько преобладают амфиболиты (особенно мономинеральные), то к верху увеличивается мощность сланцевых прослоев. В самой верхней части горизонта появляются редкие маломощные прослои доломита, отмечающие собой переход в вышележащий доломито-сланцевый горизонт.

Наибольшая мощность нижнего горизонта не превышает 200—250 м.

В составе горизонта переслаивания встречаются доломиты и редко известняки, биотитовые, биотито-амфиболовые, амфиболовые, гранатобиотито-амфиболовые, гранато-амфиболовые, биотито-кварцевые сланцы, частью параамфиболиты и кварциты.

Различные сланцы, параамфиболиты и кварциты горизонта переслаивания петрографически аналогичны одноименным породам, описанным выше в составе параамфиболитового горизонта и кварцито-амфиболо-сланцевой толщи. Доломиты и известняки представляют собой светлосерые до темных, иногда красноватые, средне- и крупнозернистые (мраморизованные) породы, состоящие из доломита, реже кальцита, и небольшого количества плагиоклаза, кварца, биотита, серицита, амфибола, рудного минерала и графита (в темных разновидностях).

Как и в нижнем горизонте, все указанные типы пород тесно перемежаются между собой в виде прослоев мощностью от 5 см до 1 м, чаще 5—20 см. Преобладающими среди них являются доломиты и известняки, которые количественно примерно равны всем остальным породам, при этом наблюдается большое их развитие в верхних частях горизонта, где появляются отдельные прослои доломитов мощностью в несколько десятков метров.

В связи с доломитами на некоторых островах оз. Кукас-Озеро встречается плотная черная, слегка мажущая графитовая порода. Помимо плотного графитового вещества, она состоит из небольшого количества зерен кварца и непрозрачного глинистого (?) материала, содержащего отдельные кристаллы пирита. Точное положение ее в разрезе толщи не установлено, но вероятнее всего, она слагает небольшие линзы (мощностью до 20 м) в низах верхнего, доломито-сланцевого горизонта.

Мощность верхнего горизонта за отсутствием достоверных верхов его, как и из-за сложной мелкой складчатости доломито-сланцевых пород, определить трудно. По данным наиболее обнаженных участков, она составляет не менее 150—200 м.

Следовательно, суммарная мощность всей известной части рассматриваемой толщи определяется в 350—450 м.

Близкое сходство разреза нижнепротерозойского комплекса оз. Кукас-Озеро с приведенными ранее разрезами нижнего протерозоя озер Пана-Ярви, Куола-Ярви при лишь несколько более высокой степени метаморфизма пород Кукас-Озеро позволяет сравнивать их между собой. Правильность их корреляции подтверждают также величина абсолютного возраста в 1790·10<sup>6</sup> лет биотитового сланца из кварцито-амфиболо-сланцевой толщи северного берега оз. Кукас-Озеро, которая идентична возрасту слюдяных сланцев нижнего протерозоя района оз. Пюхя-Ярви участка Куолаярви — Соваярви (см. выше).

В. А. Перевозчикова (1953 г.), считая, что различные по составу нижнепротерозойские комплексы районов оз. Кукас-Озеро и горы Ирине́й вараки являются вместе с тем и разновозрастными, относит рассматриваемые здесь толщи предположительно к верхам тикшезерской серии нижнего протерозоя (см. геол. карту).

К среднему протерозою в Кукасозерской подзоне в настоящее время достоверно могут быть отнесены только полимиктовые конгломераты, образующие небольшие участки на северном берегу оз. Кукас-Озеро, на некоторых островах его и в северо-западной части мыса Хирви-наволоок.

Преимущественно, наряду с округлой, эллипсоидальной и субугловатой галькой, распространены сильно вытянутые, веретенообразные и стержневидные тела длиной иногда до нескольких десятков сантиметров, как правило, расположенные параллельно. Такой форме галек соответствует и резко сланцеватый характер цемента.

Галька по своему составу представлена главным образом гранитами, гнейсо-гранитами, кварцитом, амфиболовыми сланцами, реже кварцем. На мысе Хирви-Наволоок, кроме того, встречено значительное содержание галек малоизмененного диабазового порфирита. Цемент представляет собой амфиболо-биотито-кварцевый сланец с мелкими обломками амфиболита и амфиболового сланца. Гальки карбонатных пород достоверно не установлены, хотя сильно ноздреватая поверхность конгломерата может являться следствием выщелачивания обломков карбонатных пород.

На северном берегу оз. Кукас-Озеро полимиктовый конгломерат в низах сменяется мономиктовой обломочной породой, в которой содержатся лишь стержневидные тела — гальки амфиболового сланца (амфиболита) в обычном для конгломерата цемента. Эти мономиктовые «конгломераты» очень напоминают упомянутую в разрезе кукасозерской свиты диабазовую брекчию. Однако их постепенные переходы в выше лежащие полимиктовые конгломераты, составной частью которых они являются, заставляют объединить их вместе.

Стратиграфическое положение этих полимиктовых конгломератов трактуется разными исследователями различно.

В. Н. Нумерова (1935), затем позднее К. О. Кратц и Н. Ф. Демидов (1951), считали их основанием для верхней толщи доломитов и сланцев (свиты хирви-наволока), отделяющим ее от нижней кварцито-амфиболо-сланцевой толщи, предполагая, что конгломераты мыса Хирви-Наволоок, погружающиеся на запад, уходят под толщу параамфиболитов и карбонатных пород, распространенных на островах оз. Кукас-Озеро.

Ю. С. Неуструев (1937) разделил их на две разновозрастные группы. Конгломераты северного берега оз. Кукас-Озера, считавшиеся автором тектоническим клином среди сланцевых амфиболитов (амфиболовых сланцев) нижней толщи, относились им к основанию всей протерозойской толщи данного района. Конгломераты мыса Хирви-Наволока, по мнению Ю. С. Неуструева, непосредственно перекрывают доломиты и параамфиболиты на том же мысе и являются более молодыми, но должны подстилать доломиты и графитовые сланцы островов оз. Кукас-Озеро, в направлении к которым конгломераты погружаются.

Последующие исследования К. О. Кратца и Н. Ф. Демидова (1953 г.) показали, что при совершенно идентичном характере всех конгломератов данного района конгломераты северного берега оз. Кукас-Озеро залегают трансгрессивно на амфиболовых и биотито-амфиболо-

вых сланцах и связанных с ними кварцитах и поэтому не могут являться базальными для нижележащих толщ. Более молодой возраст конгломератов мыса Хирви-Наволока по отношению к доломито-параамфиболитовой свите, на что указывал Ю. С. Неуструев, подтверждается таким же трансгрессивным залеганием этих конгломератов на породах свиты хирвинаволока, выраженным в том, что в северо-западной части мыса Хирви-Наволок с востока на запад конгломераты сначала лежат на параамфиболитах, затем на доломитах. Еще западнее на островах эти конгломераты также перекрывают параамфиболиты и, очевидно, связанные с ними доломиты, которые также следует считать древнее и, в противоположность мнению Ю. С. Неуструева, объединить их с совершенно аналогичными породами мыса Хирви-Наволок.

Мощность этих конгломератов не определена. По широкому развитию их в естественных обнажениях можно лишь предполагать, что она не менее первых десятков метров.

Следует отметить, что на Кукасозерском участке, как и на участке Пана-Ярви—Оланга и Куоляярви—Соваярви, средний протерозой развит очень ограниченно и представлен лишь одними конгломератами, имеющими небольшое распространение.

#### Ириногорский участок

Ириногорский участок вытянут параллельно Кукасозерскому участку, от северных берегов оз. Кужи-Ярви на восток и юго-восток через оз. Челозеро; гору Винча-ваара к оз. Еловому (западнее оз. Тикше-Озеро).

Общее синклинальное строение этого участка определяется центральным антиклинальным поднятием с юго-запада и выступом архейского кристаллического основания по его северной и восточной окраинам. С северо-востока к главной структуре примыкает субмеридиональная Ириногорская синклиналь, продолжающаяся на северном берегу оз. Нотозеро к северу и Иваногорская синклиналь между горами Ивановна гора и Колва-ваара.

На Ириногорском участке исключительно большое развитие имеют разнообразные гнейсы и сланцы первичноосадочного происхождения, Подчиненную роль играют породы, характерные для Кукасозерской подзоны: амфиболовые, биотито-амфиболовые сланцы с гранатом, параамфиболиты, кварциты и др.

По литологическому характеру пород и их геологическому положению нижнепротерозойские отложения и здесь отчетливо подразделяются на две толщи: нижнюю — гнейсо-сланцевую (ириногорская свита, по Крацу и Демидову, 1953) и верхнюю — параамфиболитовую, сходную с верхней толщей нижнего протерозоя Кукасозерского участка (рис. 23).

Гнейсо-сланцевая толща как по площади, так и в составе протерозойского комплекса рассматриваемой подзоны играет определяющую роль.

В строении ее, весьма пестрой по составу, принимают участие биотитовые, биотито-амфиболовые, амфиболовые, мусковито-ставролитовые, биотито-ставролитовые, лабрадороставролитовые, ставролитослюдяные биотито-кианитовые, мусковито-кианитовые, двуслюдяно-кианитовые, биотито-ставролитово-кианитовые гнейсы и сланцы и их гранатсодержащие разновидности. В небольшом количестве здесь же присутствуют кварциты и аркозы.

В большинстве своем это мелкозернистые серые, темно-серые, реже светло-желтовато-серые породы. Характерной особенностью их является отчетливо выраженная слоистость, обусловленная тонким переслаиванием вышеуказанных разновидностей, присутствие среди широко развитых гранобластических, лепидогранобластических и порфиробластических разновидностей реликтов бластокластических структур и значительное развитие в них высокоглиноземистых минералов.

Различные гнейсы характеризуются значительным, но не постоянным содержанием кислого андезина (редко лабрадора), кварца, биотита, граната и амфибола и второстепенным количеством мусковита, серицита, кальцита, эпидота, хлорита, сфена, турмалина, магнетита и иногда микроклина. Кианит и ставролит, местами встречающиеся в гнейсах, являются более характерными для сланцев.

Амфиболовые и биотито-амфиболовые сланцы совершенно аналогичны таковым кварцито-амфиболо-сланцевой толщи Кукаозерского участка.

Рассматриваемая толща залегает несогласно на различных породах архейского фундамента: биотитовых и амфиболовых гнейсах, олигоклазовых гнейсо-гранитах, плагиомикроклиновых гранитах и их мигматитах.

В целом для нижнепротерозойского комплекса этого участка, согласно К. О. Кратцу и Н. Ф. Демидову (1953 г.), устанавливается следующий сводный разрез (снизу вверх):

1. Часто перемежающиеся между собой темно-серые мелкозернистые биотитовые, гранато-биотитовые, биотито-амфиболовые гнейсы и подчиненные им сланцы.

Гнейсы и сланцы тонко переслаиваются друг с другом, обуславливая четко выраженную слоистость, в которой мощность прослоев меняется от нескольких сантиметров до десятков метров.

Характерно наличие среди перечисленных пород амфиболовых, биотито-амфиболовых и гранато-биотито-амфиболовых сланцев, совершенно аналогичных породам нижней толщи Кукаозерской подзоны (см. выше). Амфибол-содержащие сланцы присутствуют почти повсеместно в этой нижней группе, образуя в них прослой мощностью до 10—20 м, иногда 70—80 м. Наибольшее же развитие они имеют в западной

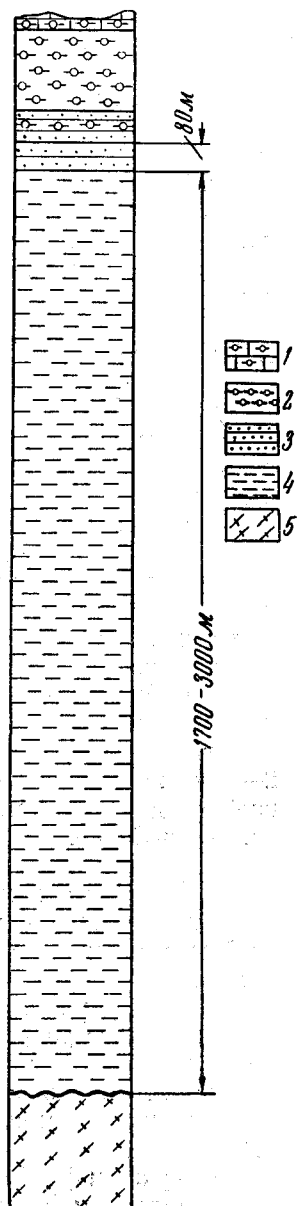


Рис. 23. Сводная литологическая-стратиграфическая колонка нижнекарельского комплекса Ириногорской подзоны (по К. О. Кратцу и Н. Ф. Демидову, 1953)

1 — переслаивание доломитов со сланцами и параамфиболитами; 2 — параамфиболиты; 3 — кварциты и кварцево-серицитовые сланцы; 4 — мелкозернистые биотитовые, биотито-амфиболовые, гранато-амфиболовые, гранато-слюдяные, кианитовые, амфиболовые гнейсы, часть сланцев; 5 — древние гнейсы и гранитоиды основания



части подзоны, где они составляют около одной трети мощности. разреза, переслаиваясь с различными гнейсами в виде прослоев мощностью от 5 м до 100—150 м. В единичных случаях встречены маломощные прослои и линзы кианито-ставролитовых и кварцитовых сланцев, кварцитов и осланцованных аркозов.

Западнее среднего течения р. Винча эта пачка перемежающихся биотитовых, биотито-амфиболовых и гранато-биотито-амфиболовых гнейсов с редкими пропластками кварцита и более мощными (75—80 м) прослоями амфиболового сланца имеет мощность 350—400 м.

Восточнее и юго-восточнее горы Иринья-варака, где среди пород нижней пачки значительно преобладают тонкослоистые амфиболовые гнейсы и сланцы, мощность ее достигает 400—500 м.

В западной части подзоны, где вместе со слюдяно-амфиболовыми гнейсами большое развитие имеют амфиболовые сланцы, мощность их, по-видимому, еще больше (отсутствие вышележащих пород затрудняет точное определение ее).

2. Темно-серые с пятнистыми выделениями черного биотита, мелкозернистые, тонкослоистые биотитовые гнейсы, содержащие тонкие пропластки черного биотитового сланца и единичные прослои серых двуслюдяных сланцев. Эти породы, согласно сменяющие гнейсы и сланцы нижней пачки, отличаются от других частей разреза рассматриваемой толщи своим однообразным характером по всей их мощности. Наиболее типично они представлены западнее р. Винча, где мощность их составляет 600—700 м.

3. Пестрые по составу перемежающиеся друг с другом гнейсы и сланцы, среди которых преобладают светло-серые и желтовато-серые кварцитовидные слюдяные и порфиробластические гранато-слюдяные гнейсы с подчиненными им кианитовыми, кианито-гранато-слюдяными, кианито-ставролито-слюдяными, реже биотитовыми и амфиболовыми гнейсам и сланцами, и, частью, кварцитами.

Западнее р. Винча они согласно перекрывают нижележащие пятнистые биотитовые гнейсы. Наиболее полно эти породы развиты в верхнем течении р. Пудос, где они образуют широкую полосу от южных склонов горы Иринья-варака на юго-восток до горы Винча-ваара.

На горе Винча-ваара наблюдается такого же типа разрез, где преобладающие светло-серые гранато-слюдяные и кварцитовидные слюдяные гнейсы переслаиваются между собой с мощностью прослоев от 2—5 до 25—35 см. Здесь толща кварцитовидных высокоглиноземистых гнейсов достигает мощности не менее 1200 м и 1350—1500 м южнее оз. Ирин-Озеро.

В верхах этого разреза на северо-западном склоне горы Винча-ваара и среди тех же пород в среднем течении р. Пудос встречаются кианитовые, кианито-ставролитовые и гранато-кианито-ставролитовые гнейсы и сланцы, образующие относительно маломощные прослои и линзы.

На западном склоне горы Винча-ваара в самой верхней части рассматриваемого разреза появляются кварциты, переслаивающиеся с слюдяными и слюдяно-гранатовыми гнейсами, которые здесь сменяются вверх ставролитовыми и гранатовыми параамфиболитами.

Суммарная мощность всей нижней толщи определяется в 2300—2700 м.

Параамфиболитовая толща на Ириногорском участке представлена менее полно, чем в районе оз. Кукас-Озеро. Здесь встре-

чаются только породы нижнего, параамфиболитового горизонта, который согласно залегает на породах вышеописанной толщи.

Породы параамфиболитовой толщи развиты почти исключительно на горах Ирinya варака и Винча-ваара. Они представлены здесь мономинеральными, гранатовыми, ставролитовыми крупнозернистыми, частью порфиробластическими параамфиболитами, реже средне- и мелкозернистыми, слабо осланцованными мономинеральными амфиболитами, биотито-амфиболовыми, гранато-биотито-амфиболовыми сланцами, совершенно тождественными породам в низах параамфиболитовой толщи оз. Кукас-Озеро. Типичное частое переслаивание различных амфиболитов и сланцев является и здесь характерной чертой этих пород, образующих перемежающиеся между собой прослой мощностью от 5—7 до 15—20 см, иногда до 40—50 см.

Признаки верхнего, доломитового горизонта, встреченные лишь в двух случаях на горе Ирinya варака в виде переслаивания доломитов с параамфиболитами прослоями мощностью не более 10 см, указывают, вероятно, на более широкое развитие доломитовых пород в этом районе, уничтоженных последующей эрозией. Поэтому и мощность параамфиболитового горизонта рассматриваемой толщи здесь остается неизвестной.

Нижнепротерозойский супракрустальный комплекс обоих участков прорван интрузиями различных по составу нередко сильно метаморфизованных магматических пород. К наиболее ранним из них относятся трещинные интрузии метаоливинитов, серпентинитов и актинолитовых амфиболитов Невгозеро, оз. Ханкос и Тикше-Озеро и габбро-амфиболиты Кукас-Озеро, Иринея вараки и горы Винча-ваара. Более поздними являются интрузии крупнозернистых кварцево-биотитовых диоритов и гнейсо-диоритов р. Винча, розовые и серые, средне- и крупнозернистые, частью аплитовидные граниты и гнейсо-граниты, которые интрузируют низы комплекса в обеих подзонах, но достоверно нигде не секут породы параамфиболитовой толщи.

Метаморфизм нижнепротерозойского комплекса изменчив, хотя в целом высок. Большая часть пород изменена до состояния амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации. Наряду с этим встречаются относительно слабо измененные основные эффузивы в кварцито-амфиболо-сланцевой толще Кукасозерской подзоны и blastокластические гнейсы и сланцы в гнейсо-сланцевой толще Ириногорской подзоны, отвечающие по степени метаморфизма зеленосланцевой фации. Аналогично изменены и прорывающие их интрузивные, в частности основные породы, которые представлены то габбро-амфиболитами, то менее измененными метаоливинитами, серпентинитами и актинолититами.

В нижней толще Ириногорского участка известны колчеданная минерализация, кианит и секущие толщу мусковитовые пегматиты, практическое значение которых пока недостаточно изучено.

Корреляция этих столь различных по своему литологическому составу протерозойских толщ Кукасозерского и Ириногорского участков была сделана Ю. С. Неуструевым (1937 г.), который осадочно-вулкано-генную толщу Кукас-Озера по сходству с такими же толщами Центральной Карелии считал ятулийской, а гнейсо-сланцевую толщу Иринея вараки параллелизовал с более молодыми, калевийскими сланцами Восточной Финляндии (по Х. Вейринену).

Высказанные некоторыми исследователями (Мелиоранский, Поляк) мнения о верхнеархейском возрасте гнейсо-сланцевой свиты Иринея-

ей вараки исключили необходимость сопоставления ее с Кукаозерским комплексом, считавшимся большинством исследователей протерозойским.

Данные исследования К. О. Кратца и Н. Ф. Демидова (1953 г.), вновь подтверждая нижнепротерозойский возраст гнейсов и сланцев Ириногорского участка, позволяют рассматривать отложение гнейсо-сланцевой толщи в основном, как синхронное с образованием кварцито-амфиболо-сланцевой толщи Кукаозерского участка. Свидетельство одновозрастности этих толщ они видят в том, что обе толщи залегают на глубоко размытых гнейсах, гнейсо-гранитах и мигматитах архея и в свою очередь согласно перекрываются своеобразной толщей параамфиболитов и прорываются интрузиями сходных основных и гранитоидных пород. Кроме того, типичные для каждой из этих толщ породы переслаиваются между собой.

Величины абсолютного возраста пород Ириногорского ( $1740 \cdot 10^6$  лет) и Кукаозерского участков ( $1770 \cdot 10^6$  лет) также свидетельствуют об их едином возрасте и вместе с тем параллелизуются с нижнепротерозойскими комплексами других районов Карелии.

В. А. Перевозчикова высказывает мнение о несколько более высоком стратиграфическом положении кукаозерской кварцито-амфиболо-сланцевой толщи относительно ириногорской гнейсо-сланцевой толщи на основании того, что гнейсы последней падают под амфиболовые сланцы севернее оз. Кукас-Озеро. Следует, однако, иметь в виду, что амфиболовые сланцы на Ириногорском участке встречаются в толще гнейсов и сланцев главным образом в ее нижней части. Упомянутые толщи вместе с вышележащей карбонато-параамфиболитовой толщей Центрального района объединяются в тикшозерскую серию нижнего протерозоя (Перевозчикова, 1957).

Разрез тикшозерской серии Ириногорского участка во многом напоминает разрезы гнейсо-сланцевой толщи Юго-Восточного района (свита хизовара по Волотовской), парандовской серии района оз. Пельозера (Восточно-Карельская синклиновая зона), где с биотито-полевошпатовыми и ставролитовыми и другими сланцами переслаиваются параамфиболиты и частью кварциты. Как и парандовская серия, тикшозерская серия относится к наиболее ранним образованиям нижнего протерозоя Карелии.

#### *Юго-Восточный район*

Юго-Восточный район расположен в северной части водораздела между озерами Топ-Озеро и Верхнее Керетьское. Здесь на площади около  $20 \text{ км}^2$  развит своеобразный комплекс кристаллических сланцев, установленный и изученный Н. А. Волотовской (свита хизовара по Волотовской, 1940, 1945) и представляющий собой мощную толщу сланцев, гнейсов и амфиболитов.

В составе комплекса наибольшим развитием пользуются мусковитовые и двуслюдяно-гранатовые сланцы, пепельно-серые мелкозернистые биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы, местами с мелкими гнездами и линзами кварца, карбоната и мусковита, и лейкократовые крупнозернистые полевошпатовые амфиболиты с порфиробластами амфибола. Меньшую роль играют кианитовые, кианито-ставролитовые и ставролитогранатовые сланцы, биотито-амфиболовые, биотито-гранато-кианитовые и гранато-ставролитовые гнейсы (в виде отдельных пропластков и линз среди выше упомянутых гнейсов и сланцев) и черные, почти

мономинеральные сланцеватые амфиболиты с редкими маломощными (0,5—2,5 м) пачками зеленых актинолитовых сланцев.

Преобладающие в составе характеризуемого комплекса серые до темно-серых мелкозернистые, частью среднезернистые биотитовые и двуслюдяные гнейсы состоят из олигоклаза или олигоклаз-андезина, кварца, биотита и мусковита с примесью кианита, граната, ставролита, а также карбоната, цоизита, хлорита, турмалина, сфена и апатита, иногда графита. Нередко в заметном количестве развит гранат (двуслюдяные гнейсы). Они характеризуются гранобластической, реже блостосаммитовой структурами, на фоне которых местами наблюдаются порфиробласты плагиоклаза, граната, реже других минералов.

Другие гнейсы, играющие подчиненную роль, тесно связаны с вышеописанными и отличаются от них повышенным содержанием кианита, ставролита, роговой обманки. Различные количественные сочетания этих минералов определяют петрографическое разнообразие гнейсов, среди которых основными являются биотито-амфиболовые, биотито-гранатовые, кианитовые и кианито-ставролитовые.

Слюдяные сланцы отличаются от гнейсов по существу отсутствием или небольшим содержанием полевого шпата. Поэтому здесь также имеются многочисленные разновидности, определяющими среди которых являются мусковитовые, мусковито-гранатовые, двуслюдяно-гранатовые, кианитовые, кианито-ставролитовые, кианито-амфиболо-анортитовые, ставролитогранатовые и другие. Эти светлые, белые, серые, частью желтоватые сланцевые породы отличаются от подчиненных им темных, стально-серых графитсодержащих сланцев и частью почти белых кварцитовидных сланцев, в которых порфиробласты образованы радиально-лучистыми агрегатами тонкопризматического кианита. Иногда встречаются также зеленые слюдяные кианито-ставролитовые сланцы с изумрудно-зеленой хромсодержащей слюдой (фуксит).

Среди амфиболитов рассматриваемой толщи выделяются сланцеватые и массивные порфиробластические разновидности. Сланцеватые амфиболиты, темно-серые или темно-зеленые мелко- и среднезернистые, состоят в основном из зеленой роговой обманки и в небольших количествах андезина, плагиоклаз-андезина, кварца и карбоната. Среди них присутствуют светло-зеленые тонкосланцеватые, почти мономинеральные актинолитовые сланцы.

Характерными являются крупнозернистые темно-зеленые порфиробластические параамфиболиты, нередко с крупными радиально-лучистыми агрегатами — порфиробластами обыкновенной роговой обманки в гранобластической или нематобластической основной массе, состоящей из роговой обманки, олигоклаз-андезина, кварца, граната с примесью биотита, карбоната, скаполита, цоизита и др. Эти параамфиболиты тесно связаны с гнейсами. Среди кианитовых (продуктивных) сланцев встречаются своеобразные крупнозернистые анортитовые амфиболиты, которые состоят в основном из бледно окрашенной обыкновенной роговой обманки и анортита (An 95%), кианита и ставролита.

Вся серия вышеописанных пород, моноклинально падающая в южных румбах под углами 50—70°, образует часть крупной синклинальной структуры северо-восточного простирания с погружением оси складки на юго-запад. Наличие разломов широтного и северо-восточного направления, разбивающих складчатую структуру гнейсо-сланцевой толщи и отделяющих ее от окружающего поля развития гнейсов беломорской серии олигоклазовых гранитов архея, затрудняет определение

истинных мощностей рассматриваемой толщи и установление ее соотношений с архейскими образованиями.

Сводный геологический разрез этой толщи (свита хизовара по Вологовской, 1945) следующий (снизу вверх):

1. Темно-зеленые сланцеватые амфиболиты, перемежающиеся с мелкими (мощностью 0,2—0,5 м) пропластками биотитового гнейса. По сланцеватости породы инфильтрованы редкими жилами гранодиорита мощностью 0,5—2,0 м.

2. Крупнозернистые, частью среднезернистые порфиробластические амфиболиты — разделяются на два горизонта пластом биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсов. В западной части района (западнее оз. Верхнее Керетьское) в основании пачки наблюдается переходная зона к подстилающим сланцеватым амфиболитам в виде переслаивания двух типов амфиболитов прослоями мощностью 0,5—9 м. Мощность пачки от 1110—1200 м в западной части района, за счет постепенного выклинивания порфиробластических амфиболитов сокращается до 300 м в восточной части его.

3. Переслаивающиеся кианитовые, кианито-ставролитовые, ставролито-гранатовые, кианито-гранатовые и другие слюдяные сланцы и гнейсы с пластовыми телами сланцеватых амфиболитов. Мощность пропластков колеблется от нескольких сантиметров до десятков, реже сотен метров. В пределах отдельных пластов наблюдаются переходы сланцев и гнейсов одного типа в сланцы и гнейсы другого типа или же типичных гнейсов в бесполовошпатовые сланцы. Характерно для этой толщи наличие по меньшей мере трех горизонтов гнейсов и сланцев, отличающихся высоким содержанием кианита и представленных графитизированными биотито-кианитовыми гнейсами, кварцево-кианитовыми сланцами, крупнозернистыми кианитовыми и биотито-амфиболо-кианитовыми гнейсами.

4. Крупнозернистые порфиробластические амфиболиты, переслаивающиеся с мелкими пропластками биотитового гнейса. В восточной части района амфиболиты интродуцированы олигоклазовыми гранодиоритами, мощность от 150 до 600—700 м.

5. Светлые, серовато-желтые биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы, отличающиеся своим однородным, лейкократовым характером и отсутствием высокоглиноземистых минералов — кианита и ставролита.

6. Крупнозернистые порфиробластические амфиболиты, представляющие самый верхний из всех известных горизонтов толщи.

Основание толщи пока неизвестно, т. е. нижние горизонты ее скрыты заболоченной депрессией и водоемом оз. В. Керетьского. Верхний контакт ее с гнейсами и гнейсо-гранитами архея является тектоническим.

Суммарная мощность толщи 2,5—3,5 км.

Химическая характеристика некоторых пород свиты хизовара приведена в табл. 8.

Более молодыми образованиями являются гранодиориты, жилы которых встречаются среди амфиболитов (см. выше).

Породы рассматриваемой толщи также глубоко изменены, как и большая часть пород Центрального района Северо-Карельской зоны, и характеризуются амфиболовой фацией региональной метаморфизма. Эта толща, залегающая на юго-восточном продолжении Ириногорской полосы настолько близка по своему литолого-стратиграфическому разрезу и абсолютному возрасту (1750·10<sup>6</sup> лет) к гнейсо-сланцевой и параамфиболовой толще Ириногорского участка, что не остается сомнения в их одновозрастности и поэтому она как и последняя относится к тикшеозерской серии нижнего протерозоя.

Несколько обособленное положение в рассматриваемом районе занимают габбро-диабазы и сопровождающие их сланцы и роговики, отнесенные Н. А. Вологовской к протерозою (1940, 1945). Они прорываются ортоклазодержащими гранитами и гранодиоритами Западного берега оз. Кереть.

Гнейсы и сланцы толщи хизовара представляют собой главным образом высокоглиноземистые первичноосадочные породы, в составе которых в результате глубокого метаморфизма (амфиболовая фация)

Таблица 8

Окислы	Мусковит гранатовый сланец	Светлый кварц- кианитовый сланец	Лучистый кварц- кианитовый сланец	Двуслюдя- ной гнейс	Бiotит- амфибол- кианитовый гнейс	Амфи- болит
SiO <sub>2</sub>	70,60	77,29	55,21	69,52	66,5	55,03
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,47	1,68	0,38	0,68	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,38	16,31	30,68	17,02	18,47	20,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,82	6,21	не обн.	7,62	не обн.
FeO	2,29	1,08	не опр.	2,15	не опр.	6,36
CaO	2,24	2,92	0,65	3,40	2,92	8,49
MgO	1,20	0,45	0,32	1,09	1,91	5,51
MnO	0,08	0,07	следы	0,03	0,30	0,05
K <sub>2</sub> O	0,75	0,18	0,25	1,10	0,38	} 2,22
Na <sub>2</sub> O	2,32	0,4	0,56	3,65	0,75	
П. п. п.	1,76	0,27	3,64	1,26	0,34	0,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,17	0,1	0,24	0,19	0,06
Cl	не обн.	0,01	0,01	не обн.	0,02	—
F	—	0,03	0,07	—	0,0015	—
S	—	0,25	1,32	—	0,96	—
Сумма	99,79	100,55	100,9	99,84	100,47	100,39

Анализы Н. А. Волотовой (1953 г.)

широкое развитие получили кианит, ставролит и гранат. Практически интересным является высокое содержание кианита в отдельных горизонтах сланцев и гнейсов (Хизоварское месторождение).

\* \* \*

Несмотря на ряд пока неясных и нерешенных вопросов стратиграфии протерозоя Северо-Карельской зоны, имеющиеся в настоящее время данные позволяют более или менее обоснованно коррелировать протерозойские образования рассмотренных выше районов.

Протерозойские осадочно-эффузивные толщи районов озер Кукас-Озеро, Куола-Ярви, Пана-Ярви параллелизовались многими исследователями (Нумерова, 1935 г., Неуструев, 1932 г., 1934 г., 1937 г., 1939 г.; Кратц, 1951, 1953 г. и др.). В противоположность этому, на основании более глубокого метаморфизма пород района оз. Кукас-Озера по сравнению с образованиями, развитыми в районе оз. Куола-Ярви и сходства их с выделенной М. А. Гиляровой докарельской сланцевой толщей Центральной Карелии (по Гиляровой верхнеархейского возраста), в 1948 г. В. Н. Нумерова относила осадочно-вулканические породы оз. Кукас-Озера к верхнему архею.

Исходя из изложенного, нетрудно увидеть не только общее литологическое сходство протерозойских толщ районов озер Кукас-Озера, Пана-Ярви, Куола-Ярви, но и в общем сходную возрастную последовательность слагающих их пород. Особенно наглядно это видно при сравнении разрезов осадочно-эффузивных толщ участков Кукасозерского и Куолаярви — Соваярви. Кварцито-амфиболито-сланцевая толща первого из них удивительно сходна по своему составу и даже метаморфизму с кварцито-амфиболито-сланцевой толщей участка Куолаярви — Соваярви, а доломито-параамфиболитовая толща по ее составу и строе-

нию, как и по положению в разрезе, аналогична карбонатно-сланцевой толще того же участка, отличаясь в основном лишь более высокой степенью метаморфизма.

Общими по составу и стратиграфическому положению для протерозоя районов озер Пана-Ярви — Куола-Ярви и Кукас-Озера являются и глубинные магматические основные, ультраосновные и гранитные породы.

Сходство протерозойского комплекса Ириногорского участка с толщей Юго-Восточного района (свита хизовара по Волотовской) также отмечалось разными исследователями. Н. А. Волотовская (1940 г.), а затем Ю. С. Неуструев (1939 г.) подчеркнули весьма близкий состав гнейсов и сланцев горы Ириньей вараки и Хизовары и считали Хизоварский участок юго-восточным продолжением зоны Ириньей вараки, что и дало им основание относить толщу хизовара (или свиту хизовара по Волотовской) по аналогии с гнейсо-сланцевой толщей Ириньей вараки к протерозою. Позднее Н. А. Волотовская (1941, 1945) отнесла обе толщи к архею, предположительно считая их наиболее верхними членами беломорской гнейсовой формации.

В настоящее время, когда разрез протерозойского комплекса Ириногорского участка представляется более ясным, сходство его с разрезом свиты хизовары становится еще более отчетливым. Крупнозернистые порфиробластические амфиболиты, в верхах ее напоминающие, по мнению Н. А. Волотовской, порфиробластические амфиболиты района оз. Пибозера (которые по новым данным считаются параамфиболитами), можно с некоторой долей вероятности параллелизовать с последними. Это предположение находит подтверждение и в том, что сравниваемые амфиболиты на участках гор Хизовара и Ириньей вараки венчают разрез гнейсо-сланцевой толщи. Сланцеватые амфиболиты в низах толщи хизовары в известной мере соответствуют амфиболовым сланцам (сланцеватые амфиболиты по Неуструеву), изобилующим в нижней части гнейсо-сланцевой толщи Ириногорского участка, тогда как средняя часть обеих толщ характеризуется весьма пестрым составом гнейсов и сланцев со значительным содержанием кианита и ставролита.

Таким образом, в настоящее время не остается сомнения в одинаковом возрасте толщи хизовары с гнейсо-сланцевым комплексом Ириногорского участка. Следует отметить и близкие значения абсолютного возраста нижнепротерозойского комплекса из различных частей Северо-Карельской зоны, колеблющиеся в пределах  $1740 \cdot 10^6$ — $1800 \cdot 10^6$  лет.

### Восточно-Финляндская синклиновая зона

Протерозойские метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы прослеживаются широкой полосой северо-западного направления между Ладожским озером на юге и оз. Янис-Ярви на севере, образуя сложный синклиний северо-западного простирания, с северо-востока ограниченный преимущественно архейскими породами Восточно-Финляндского антиклинального поднятия, а с юго-запада без четких границ сменяющийся областью сильно мигматизированных нерасчлененных «ладожских» и более древних пород. На северо-западе зона уходит за государственную границу в Восточную Финляндию, а на юго-востоке прослеживается до соединения с Западно-Карельской зоной протерозоя в районе оз. Туломозеро. На юго-востоке синклиний прерывается

крупным Сальминским массивом гранитов рапакиви верхнепротерозойского возраста.

Наиболее ранняя стратиграфическая схема докембрийских образований северного побережья Ладожского озера была дана П. Пузыревским (1866 г.), который отнес все коренные породы к осадкам лаврентьевской системы, разделив их на два яруса: нижний, представленный красными и серыми олигоклазовыми «гнейсами» и роговообманковой породой, залегающей исключительно в красном «гнейсе», и верхний ярус, состоящий из двух групп слоев — нижней, сложенной темным, амфиболовым «гнейсом» с двумя карбонатными горизонтами, и верхней, состоящей из глинистых и слюдяных сланцев с гранатом.

Позднее комплекс пород «верхнего яруса» получил название «ладожской формации» (J. Sederholm, 1897). Расположенная севернее кварцито-доломитовая толща оз. М. Янис-Ярви была выделена И. Седерхольмом в ятулийскую систему нижнего протерозоя, на которую с юго-запада надвинуты более древние ладожские образования.

И. Седерхольм (Sederholm, 1916, 1952), Х. Хаузен (Hausen, 1930) и некоторые другие исследователи придерживались мнения о верхнеархейском возрасте ладожских образований. Основанием были соотношения этих пород с более молодыми гранитами, которые, непрерывно распространяясь в Юго-Восточную и Центральную Финляндию, считаются там финскими геологами верхнеархейскими, а также сравнение их с развитыми там же «докарельскими» сланцевыми комплексами.

Такую же точку зрения о возрасте ладожской формации высказывает М. А. Гилярова (1948, 1949), которая сравнивает ее с серией «доятулийских», верхнеархейских, по ее мнению, сланцев Центральной Карелии.

Детальные исследования метаморфизма и тектоники ладожской формации, произведенные Н. Г. Судовиковым (1954), привели его к выводу о наличии, по крайней мере, одной эпохи постладожского диастрофизма и крупного периода размыва до отложения ятулийской серии протерозоя оз. М. Янис-Ярви и о верхнеархейском возрасте ладожского гнейсо-сланцевого комплекса. Следует также отметить, что установленный Н. Г. Судовиковым переход ладожских сланцев, вследствие более глубокого их метаморфизма, в направлении на юго-запад в кинцигитовые и подобные им гнейсы согласуется с ранее высказанным мнением о возможном непрерывном их переходе в широко распространенные в Юго-Восточной (и Южной) Финляндии кинцигиты, которые финскими геологами считаются свекофенскими.

Иной точки зрения придерживались Б. Ф. Фростерус (Frosterus, 1902) и С. Бергел (Berghell, 1912), они считали ладожскую формацию юго-восточным продолжением калевийских сланцев Восточной Финляндии, относимых ими к «доятулийским» образованиям нижнего протерозоя.

П. Эскола (Eskola, 1925, 1927), не видя несогласия между ладожскими, калевийскими и ятулийскими толщами на территории Восточной Финляндии и Карелии объединил их в единую карельскую формацию нижнего протерозоя, объясняя различие между ними различным их положением в орогенной области.

К мнению о протерозойском возрасте ладожской формации присоединились многие геологи, однако понимание ими соотношения ладожских образований с ятулийской серией оз. Малое-Ярви не было единым (Wegmann, 1928; Väygunen, 1929, 1933; Тимофеев, 1935в; Полканов, 1939; Волотовская, Нумерова, 1946 г.; Миндлина и Потрубович,



1946 г.; Кратц, 1952 г., 1955 г.; Кратц, Демидов, 1956 г.; 1958 г.; Потрубович и Анищенко, 1956 г.; Харитонов, 1955, 1957, 1958 и др.).

С. Вегман (Wegmann, 1928) рассматривал ладожскую формацию как геосинклинальную флишевую фацию эпиконтинентальных отложений ятулия, расположенных в краевой части Восточно-Финляндской (главной) зоны карелид.

Х. Вейринен (Väyrynen, 1929, 1933), относивший вслед за И. Седерхольмом более метаморфизованные ладожские сланцы северного побережья озера к докарелию, выделил из состава ладожской формации филлиты и сланцы района оз. Б. Янис-Ярви и, считая, что они непрерывно продолжаются в калевийские сланцы Восточной Финляндии, вместе с последними рассматривал их как более молодые, чем ятулий, образования.

Х. Вейринен предполагал в этом районе наличие тектонического контакта между «ладожскими» и «калевийскими» сланцами, тогда как другие исследователи рассматривали их лишь как в различной степени метаморфизованные породы единой ладожской формации.

Трудности в определении возраста ладожских сланцев относительно ятулийских толщ оз. М. Янис-Ярви обусловлены наличием интенсивных тектонических нарушений на их границе (вдоль оз. М. Янис-Ярви), вследствие которых, по мнению большинства исследователей, между указанными комплексами пород невозможно установить нормальные стратиграфические отношения.

Исследования, проведенные Л. Н. Потрубович (Потрубович и Анищенко, 1956 г.) в зоне оз. М. Янис-Ярви и особенно детальные в ее юго-восточной части (район с. Ялонвара), привели к новой схеме расчленения развитых здесь протерозойских супракрустальных образований. В самой юго-восточной части этой зоны (с. Ялонвара) Л. Н. Потрубович была выделена самостоятельная ялонварская толща основных и кислых вулканитов (докарельская система нижнего протерозоя), которая по общепринятому мнению теперь коррелируется с парандовской серией и аналогичными ей толщами нижнего протерозоя Южной и Восточной Карелии. Важным является также вывод упомянутого исследователя о том, что карбонатно-сланцевые толщи южного берега оз. М. Янис-Ярви, которые другими геологами считались низами ладожской формации в этом районе, венчают собой нормальный разрез типичного ятулийского кварцито-карбонатного комплекса, развитого на северном берегу озера (ятулийская система того же автора) и что более молодой, постятулийской, является ладожская сланцево-филлитовая серия (система по Потрубович), которая, местами с базальными конгломератами в основании (гора Линнунвара, о-в Контио-саари, хут. Партанен), нормально залегает на верхней карбонатно-сланцевой толще ятулия (рис. 24).

К рассмотренному мнению присоединился и Л. Я. Харитонов (1957, 1958), который распространил эти выводы на всю территорию северного Приладожья, параллелизовав при этом нижнюю толщу амфиболовых сланцев ладожской формации, выступающую в ее основании вокруг гнейсо-гранитных глыб на побережье Ладожского озера, с ятулийской кварцито-карбонатной серией оз. М. Янис-Ярви, считая ее геосинклинальной фацией последней.

Однако указанная трактовка соотношений ладожских и ятулийских отложений не является пока неоспоримой. Производя структурные исследования в непосредственном стыке ладожских и ятулийских отло-

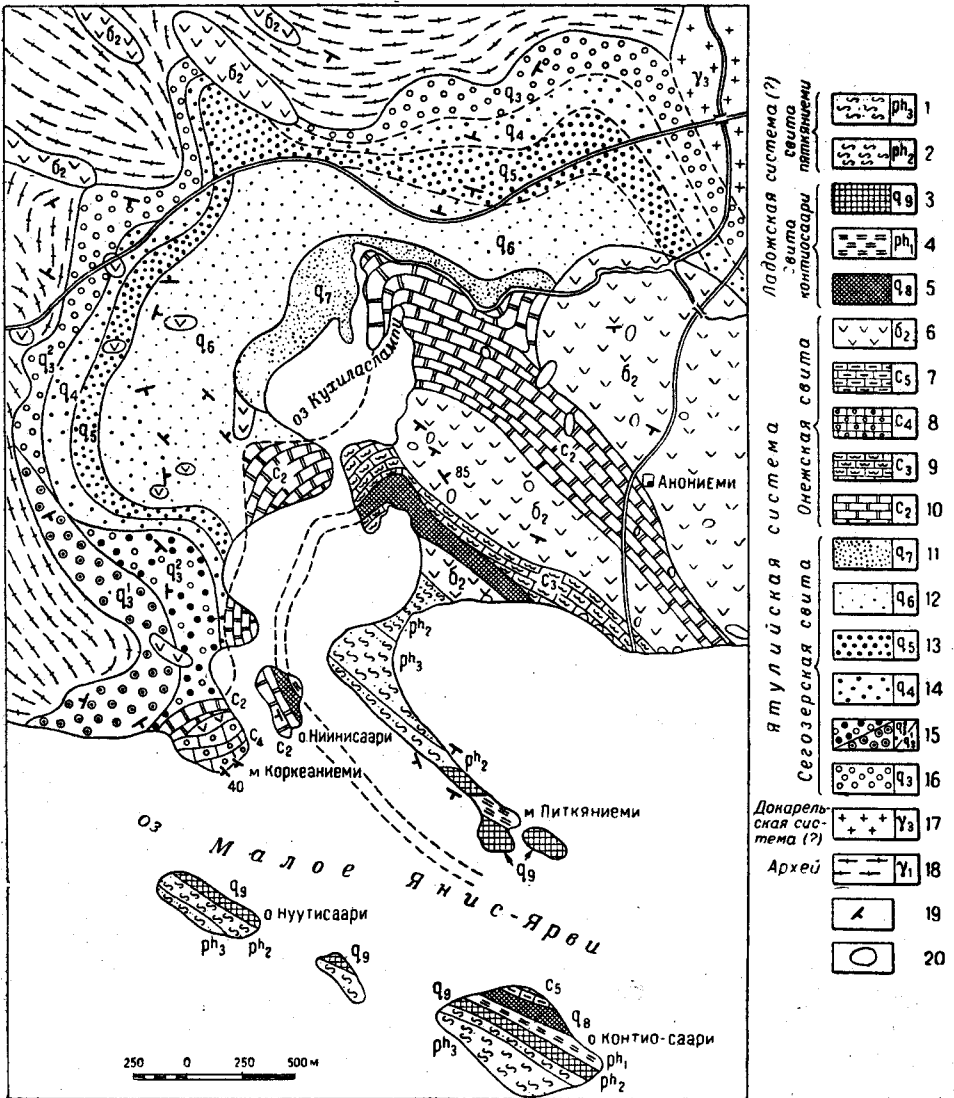


Рис. 24. Геологическая карта района оз. М. Янис-Ярви (Л. Н. Потрубович, О. Н. Анищенко и др., 1953—1955)

Ладожская система: 1 — алевриты; 2 — филлитовидные серицито-биотитовые, хлорито-биотитовые, биотитовые сланцы, частью алевритовые; 3 — тонко- и мелкозернистые кварцито-песчаники с незначительным количеством цемента; 4 — тонколеночные филлитовидные сланцы с биотитом и серицитом; 5 — кварциты в основании с конгломератами; Ятулийская система: 6 — метадиабазы и частично габбро-пироксениты; 7 — серые доломиты с прослоями карбонато-глинистых и кварцево-биотитовых алевритовых сланцев; 8 — доломиты с тонкими ленточными прослоями туфосланцев и кремнистых сланцев; 9 — глинисто-графитистые сланцы и филлиты с прослоями доломитов; 10 — доломиты мелкозернистые серые с редкими прослоями карбонатно-глинистых сланцев и филлитов; 11 — мелкозернистые кварцито-песчаники и сливные кварциты; 12 — кварцито-песчаники средне- и мелкозернистые розовато-серые; 13 — кварцито-песчаники среднезернистые, белые; 14 — кварцито-песчаники среднезернистые серо-розовые; 15 — 1) кварцито-песчаники темно-серые; 2) аркозовые кварцито-песчаники; 16 — аркозовые грубозернистые серые и серо-розовые песчаники в основании с аркозами и микроконгломератами; 17 — граниты и гранодиориты (докарельские); 18 — мигматиты молодых микроклиновых гранитов по древним плагиогранитам; 19 — элементы залегания; 20 — контуры обнажений (в восточной части планшета)

жений в районе мыса Коркеаниеми — мыса Питкяниеме на северном берегу оз. М. Янис-Ярви, Н. В. Демидов и В. А. Соколов (1958) установили, что ладожские сланцы и подстилающие их карбонатно-сланцевые толщи типа Линнунваара — Контиосаари отделены от типичных ятулийских образований серией разломов, вдоль которых складчатые структуры тех и других находятся в резком несогласии (рис. 25), а в тектоническом отношении они настолько различны, что не могут считаться одновозрастными. Приведенные данные снова ставят под сомнение возможность установления достоверных стратиграфических соотношений упомянутых комплексов в этом районе, что ранее неоднократно подчеркивалось другими исследователями (Sederholm, 1916, 1932; Wegmann, 1928; Hausen, 1930; Väyrynen, 1933, 1954; Судовиков, 1954).

В связи с этим следует отметить и величину абсолютного возраста в  $1820 \cdot 10^6$  лет, определенную для мусковита из пегматитовой жилы, рвущей андалузитовые сланцы ладожской серии в районе оз. Вахва-Ярви (Герлинг и Полканов, 1958)\*. Эта цифра близка к абсолютному возрасту многих других нижнепротерозойских супракрустальных толщ Центральной, Восточной и Северной Карелии с величинами в  $1750 \cdot 10^6$  —  $1880 \cdot 10^6$  лет (с. Парандово, ст. Надвоицы, оз. Гимольское, оз. Большое, месторождение Костомукшское, Хизовара и Иринья варака и др.), которые, по мнению всех исследователей, являются несомненно древнее ятулийских отложений.

Как видно из изложенного, вопрос о возрасте ладожской формации, как и о ее соотношениях с ятулием в рассматриваемом районе нельзя считать решенным.

На основании приведенных данных большая часть советских геологов сопоставляет ладожскую формацию с доятулийскими сланцами других районов Карелии (Гилярова, 1948, 1949; Судовиков, 1949; Кратц, 1952 г., 1955; Перевозчикова, 1956 г., 1957 и др.), которые в настоящем томе, в отличие от ятулийских отложений, выделяемых в средней протерозой, отнесены в подгруппу нижнего протерозоя (Кратц и Нумерова, 1957; Перевозчикова, 1957; Кратц, 1958).

По своему строению рассматриваемая территория Восточно-Финляндской синклинойной зоны является неоднородной. На значительно большем по площади Ладожском участке между Ладожским озером и оз. М. Янис-Ярви распространены интенсивно складчатые протерозойские толщи гнейсов и сланцев и метаморфизованных основных эффузивов, объединенных И. Седерхольмом в ладожскую формацию. С северо-востока к ладожскому участку примыкает узкая полоса протерозойских отложений, выделяемая в участок Малого Янис-Ярви, в котором наряду с ладожскими сланцами появляются типичные ятулийские отложения и выделенная Л. Н. Потрубович вулканогенная ялонварская толща. Несколько обособленно от них находятся протерозойские образования района оз. Туломозеро в юго-восточном конце Восточно-Финляндской зоны, рассматриваемые отдельно.

### *Ладожский район*

Ладожский район охватывает большую часть Восточно-Финляндской зоны. Северо-Восточная граница его с участком М. Янис-Ярви

\* Принимается наибольшая цифра абсолютного возраста магматических пород, секущих ладожскую серию, как верхняя возрастная граница последней, так как имеющиеся другие, меньшие по величине, значения могут быть обусловлены находящимися в этом районе более поздними интрузиями (граниты рапакиви и др.).

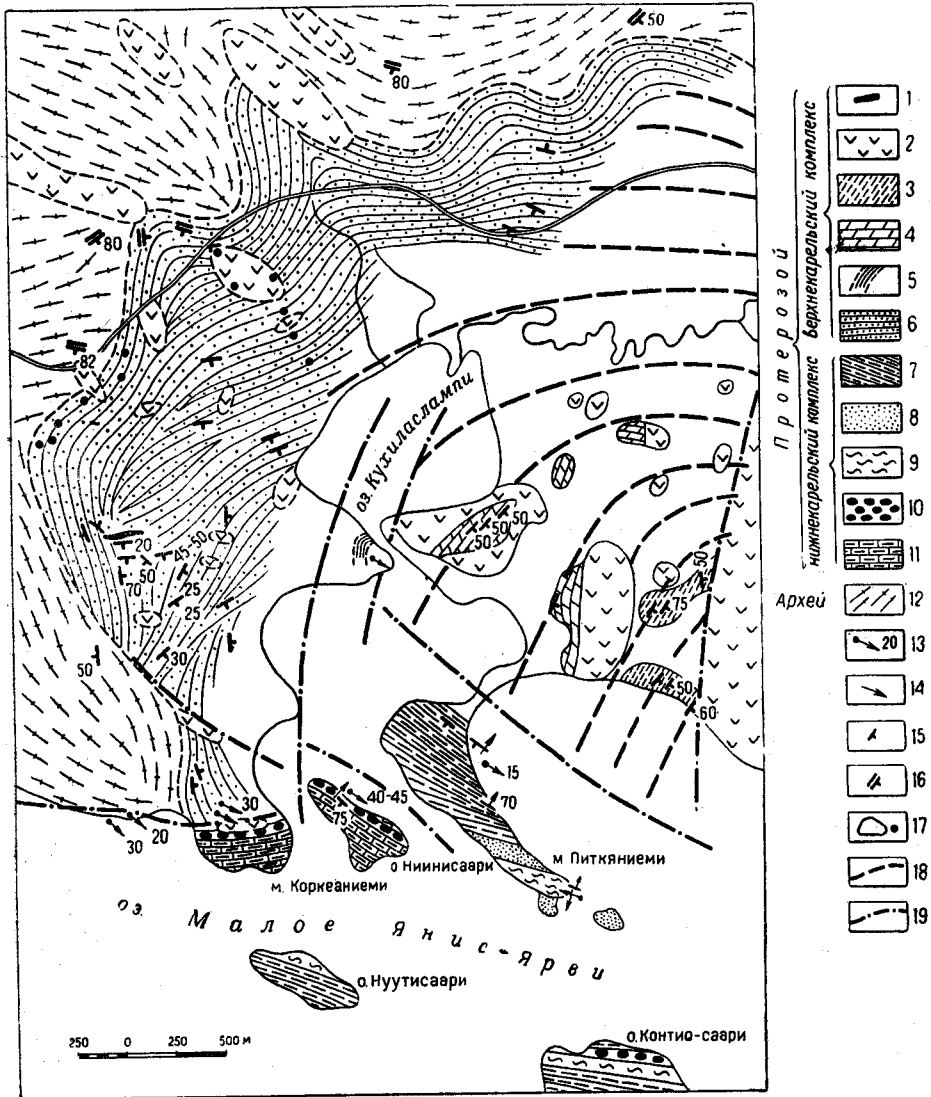


Рис. 25. Схематическая геологическая карта участка Кухиласлампи — оз. М. Янис-Ярви (составили Н. В. Демидов, В. А. Соколов, Ю. И. Сацук, 1957, по личным исследованиям и с использованием материалов Л. Н. Потрубович).

Верхнекарельский комплекс («ятулийские образования»); 1 — жила альбитита; 2 — метадиабазы; 3 — кварцево-серицитовые сланцы с прослоями доломитов; 4 — доломиты тонкозернистые с прослоями сланцев; 5 — доломиты крупнозернистые, песчаники и сланцы; 6 — кварциты и кварцито-песчаники; нижнекарельский комплекс («ладожские образования»); 7 — тонкоритмичное переслаивание кварцитов и филлитовидных сланцев; 8 — тонкозернистые сливные кварциты; 9 — ритмичное переслаивание кварцитов и слюдястых сланцев; 10 — кварциты с прослоями кварцевых конгломератов; 11 — карбонаты и переслаивающиеся с ними различные сланцы; 12 — гнейсо-граниты; 13 — погружение осей мелких складок; 14 — направление кровли ритма; 15 — слоистость; 16 — элементы залегания; 17 — контуры выходов коренных пород; 18 — линии предполагаемого простиранья пород; 19 — зоны тектонических разломов

проводится условно по южному берегу оз. М. Янис-Ярви и юго-восточнее с. Ялонвара. Далее северо-восточная граница Ладожского участка с архейскими образованиями Восточно-Финляндского антиклинального поднятия круто поворачивает на юг и затем снова на юго-восток, продолжаясь в этом направлении до оз. Туломозеро. Между оз. Туломозеро и северо-восточным берегом Ладожского озера протерозойские образования прерываются интрузией верхнепротерозойских гранитов рапакиви, к востоку от которой развиты протерозойские образования района оз. Туломозеро. На юге они прослеживаются по островам северной и северо-западной части Ладожского озера и далее в крайней юго-западной части республики без резких границ сменяются крупными гранитными полями и сильно мигматизированными нерасчлененными «ладожскими» и более древними образованиями. Поэтому юго-западная граница Ладожского района достоверно неизвестна. На северо-запад она продолжается непрерывно в Восточную Финляндию. Общее синклинальное строение Ладожского участка усложняется антиклинальными куполовидными поднятиями, сложенными архейскими гнейсо-гранитами, глубоко измененными основными изверженными породами, режепарагнейсами и, частью, протерозойскими гранитами.

### НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

В пределах Ладожского района преобладающее развитие имеют нижнепротерозойские супракрустальные образования (нижнекарельский комплекс), ранее объединявшиеся в так называемую ладожскую формацию. В составе последней издавна выделяются нижняя толща амфиболовых сланцев с подчиненными карбонатными породами и верхняя толща слюдяных сланцев. В настоящее время эти толщи рассматриваются как две последовательные серии: нижняя — сортавальская и верхняя — ладожская (Кратц и Демидов, 1958 г.).

**Сортавальская серия.** Породы, слагающие сортавальскую серию, выступают в крыльях синклинальных структур, сложенных нижнепротерозойскими отложениями, и в виде относительно выдержанных зон окаймляют ядра антиклинальных поднятий, в которых обнажаются архейские образования. Кроме того, они встречаются отдельными участками в юго-западной части описываемого участка среди мигматитов и мигматизированных сланцев верхней—ладожской серии.

В контакте с подстилающими гнейсо-гранитами породы этой серии, как правило, интенсивно рассланцованы и нередко пронизаны многочисленными жилами и телами более молодых гранитов и пегматитов.

Сортавальская серия по своему составу весьма неоднородна. В ней встречаются различные метаморфизованные основные эффузивы, амфиболовые и, частью, слюдяные сланцы, амфиболиты, карбонатные породы и скарны.

Менее измененные метамандельштейны, метапорфириты и метадиабазы развиты на довольно широкой площади в центральной части описываемой территории (сс. Отраккала — Ляскеля). Они представляют собой плотные, тонкозернистые, темные, зеленовато-серые породы с бластоофитовой или бластопорфиновой, нередко с гранонематобластовой и даже фибробластовой структурами. Эти эффузивные метадиабазы состоят из плагноклаза и обыкновенной роговой обманки, которая иногда замещается куммингтонитом, биотитом или хлоритом. Кроме того, в небольших количествах присутствуют кварц, магнетит, сфен и

эпидот. Миндалины в метамандельштейнах выполнены кварцем и эпидотом. В метапорфиритах вкрапленники представлены олигоклазом (29—30%  $Ap$ ). Эти породы изменяются в амфиболовые сланцы.

Среди последних выделяются орто- и парапороды. Эти темно-зеленые, сланцеватые породы характеризуются гранобластической и немагматической структурами и довольно пестрым минералогическим составом, представленным обыкновенной роговой обманкой, иногда куммингтонитом, кварцем, плагиоклазом (30—45%  $Ap$ ), биотитом, редко пироксеном (диопсид), хлоритом, кальцитом, магнетитом, сфеном, апатитом и сульфидами. Соответственно количественному содержанию главных породообразующих минералов, среди них различаются роговообманковые, биотито-роговообманковые, роговообманково-куммингтонитовые, пироксено-роговообманковые и другие сланцы. Вместе с ними встречаются амфиболиты, массивные, нередко мономинеральные, средне- и даже крупнозернистые, состоящие из обыкновенной роговой обманки, наряду с которой встречаются местами куммингтонит, иногда пироксен (диопсид) и, в ряде случаев, андезин (36—46%  $Ap$ ) и кварц. Из второстепенных минералов присутствуют кальцит, биотит, хлорит, сфен, магнетит и сульфиды.

В составе сортавальской серии карбонатные породы играют резко подчиненную роль. Они залегают среди основных эффузивов, амфиболовых и других сланцев в виде прослоев и линз различной протяженности (в десятки и сотни метров) и мощности (от долей метра до 10 м), приуроченных к различным частям разреза. Наиболее крупные тела их мощностью до 600 м (район с. Рускеала) завершают разрез сортавальской серии (Перекалина, 1949).

По составу карбонатные горизонты весьма пестрые. Наряду с линзами, состоящими целиком из карбонатных пород, местами последние тонко переслаиваются с амфиболовыми, слюдяными и другими сланцами (восточный берег залива Импилахти, правый берег р. Янис-Иоки и др.). Карбонатные породы представлены большей частью мраморизованными известняками и доломитами, нередко в различной степени скарнированными до диопсидо-тремолитовых, реже серпентинсодержащих скарнов (Перекалина, 1949).

Белые и светло-серые доломиты и известняки часто переслаиваются с темно-серыми и черными доломитами. Более чистые разновидности обычно с гранобластической структурой состоят из кальцита и (или) доломита с небольшим количеством кварца. Скарны и скарнированные карбонаты породы характеризуются радиально-лучистой и (или) порфириобластической структурой с гранобластической основной массой и состоят из диопсида, тремолита, серпентина, кварца, мусковита, биотита, актинолита, карбоната, талька, обыкновенной роговой обманки, скаполита, анортита, граната, сфена и рудного минерала. Среди карбонатных пород, как и вмещающих их сланцев, встречаются прослои и зоны, обогащенные графитом.

В составе серии в виде редких маломощных пропластков К. А. Шуркиным (1958 г.), В. А. Соколовым и Ю. И. Сацуком (1956 г.) отмечались серые среднезернистые и мелкозернистые или стекловатые кварциты, которые большей частью залегают в низах разреза, реже в основании линз карбонатных пород в верхней части серии (р. Вахериоки). Кварциты характеризуются гранобластической или лепидогранобластической структурами и состоят из кварца, серицита и небольшого количества биотита.

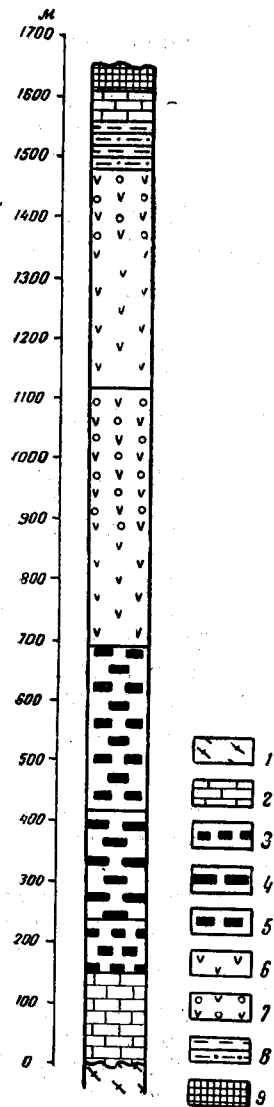


Рис. 26. Литолого-стратиграфическая колонка сортавальской серии к западу от Рюттю-Ярви-Хеполампи (по К. О. Кратцу и Демидову)

1 — гнейсо-граниты (архейские); 2 — доломиты с прослоями биотитовых и амфиболовых сланцев и кварцитов; 3 — амфиболиты мелко- и среднезернистые с прослоями амфиболовых сланцев; 4 — амфиболиты крупнозернистые, массивные; 5 — амфиболиты среднезернистые; 6 — метабазы, мелкозернистые; 7 — диабазовые метамандельштейны; 8 — амфиболовые сланцы мелкозернистые с маломощными пропластками биотитовых сланцев; 9 — тремолито-диопсидовые скарны

Строение сортавальской серии изучено пока недостаточно и в настоящее время выяснен лишь общий характер ее. Мощность серии весьма изменчива и колеблется от немногих десятков и сотен метров, вероятно до 1600 м, что связано отчасти с тектоническим выклиниванием некоторых пород, отчасти первичным изменением мощностей.

Наиболее мощный разрез этой серии наблюдается в Рускеальской антиклинальной структуре (рис. 26). Здесь в районе оз. Хело (к юго-западу от оз. Рюттюярви) К. О. Кратц и И. Ф. Демидов в основании данной серии отмечают пачку белых и светло-серых среднезернистых доломитов с прослоями биотитовых, биотито-амфиболовых и других сланцев и кварцитов мощностью в 150 м, залегающую на архейских гнейсо-гранитах. Выше залегают преобладающие в разрезе метадиабазы и диабазовые метамандельштейны и агломераты, роговообманковые сланцы и амфиболиты.

Разрез венчают тремолито-диопсидовые скарны, перекрывающиеся кварцитами и слюдяными сланцами вышележащей ладожской серии. Мощность сортавальской серии в этом разрезе около 1600 м.

Сводный разрез рассматриваемой серии для юго-восточной части описываемого района (район с. Импилахти) приводится К. А. Шуркиным (1958) в следующем виде (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Роговообманковые сланцы . . . . .	0—10
2. Метаморфизованные известняки . . . . .	1—20
3. Роговообманковые сланцы с прослоями кварцитов и сланцеватые амфиболиты . . . . .	10—30
4. Метаморфизованные известняки . . . . .	0—12
5. Амфиболиты в тонком чередовании с роговообманковыми сланцами . . . . .	8—60
6. Сланцеватые амфиболиты . . . . .	20—200
7. Метаморфизованные известняки . . . . .	1—20

Максимальная мощность этого разреза не превышает 350 м.

В этом же районе у западного берега оз. Неувосенлампи (к востоку от северного конца зал. Импилахти) в низах сортавальской серии среди роговообманковых сланцев В. А. Соколов и Ю. И. Сацук отмечают пачку тонкого переслаивания сланцев с мелкозернистыми пестроцветными кварцитами, содержащие отдельные прослой эпидогизированных доломитов.

Как видно из изложенного, сортавальская серия состоит главным образом из основ-

ных эффузивных пород, амфиболовых сланцев и амфиболитов. Осадочные породы встречаются в ее составе спорадически в виде отдельных линз, прослоев или пачек, приуроченных главным образом к верхам и низам серии.

Метаморфизм, нередко очень сильный, в значительной степени затушевывает первичный характер пород. Степень метаморфизма меняется от зеленосланцевой фации, представленной метадиабазами, метапорфиритами, филлитовидными слюдистыми сланцами и т. д., до амфиболитовой фации в амфиболовых сланцах, амфиболитах и диопсид-тремолитовых скарнах. Наиболее интенсивный метаморфизм проявляется в юго-восточной и юго-западной частях рассматриваемого участка, где сортавальская серия прорвана многочисленными интрузиями более молодых гранитов и связанных с ними пегматитов. Особенно на юго-западе породы сортавальской серии претерпевают интенсивное воздействие гранитов и превращены в гнейсы, мигматиты и гранитовидные породы.

Карбонатные породы этой серии большей частью крупнокристаллические, мраморизованные, как правило, в той или иной степени скарнированы. Кварциты нередко имеют вид сливных пород.

Наличие в составе этой серии диопсидо-тремолитовых скарнов, также как и тонкое переслаивание амфиболовых сланцев с кварцитами и карбонатными породами, позволяет предполагать, что часть роговообманковых сланцев и амфиболитов возникла в результате глубокого метаморфизма первичных известковисто-доломитовых и мергелистых осадков (табл. 9, анализ 1). Вместе с тем, тесная связь, обусловленная постепенными взаимными переходами амфиболитов и роговообманковых сланцев с диабазовыми метаэффузивами, так же как наличие в амфи-

Таблица 9

Окислы	Амфиболовый сланец	Аркоз	Слюдистый кварцит	Филлитовидный слюдистый сланец	Андалузитовый сланец	Кварцево-серицитовый сланец	Порфиронд
	р-н Рускеала	р. Янис-Йоки	мыс Импииниemi	р-н ст. Веллямяки	оз. Вахваярви	с. Ялонваара	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	35,71	73,52	74,30	64,69	61,15	71,27	67,24
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,36	0,39	0,61	0,97	0,23	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,73	11,98	11,73	15,85	15,66	18,02	16,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,22	1,38	1,21	2,43	1,98	1,12	1,05
FeO	5,03	3,76	3,12	4,58	8,27	0,29	0,93
MnO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	следы	0,03
CaO	0,83	1,91	2,61	1,28	1,05	0,69	2,68
MgO	11,14	1,46	1,39	2,70	4,39	0,76	1,92
Na <sub>2</sub> O	2,80	2,06	2,82	3,17	2,48	2,39	2,35
K <sub>2</sub> O	3,46	2,27	1,80	3,49	1,43	3,45	3,52
П. п. п.	7,23	1,41	1,02	1,52	3,03	2,01	3,57
H <sub>2</sub> O	—	0,15	0,08	0,10	0,19	0,09	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,56	—	—	—	—	—	—
Сумма	98,46	100,30	100,51	100,47	100,65	100,42	100,47

Анализ 1 по М. Е. Деминой (1954 г.), анализы 2—7 по К. О. Кратцу и Н. Ф. Демидову (1953 г.)



болитах реликтов первичных текстур, заставляют думать, что первоначально эта серия представляла собой преимущественно вулканогенную толщу.

**Ладожская серия.** Породы ладожской серии слагают большую часть площади описываемого района. Соотношения ее с нижележащей сортавальской серией были известны уже первым исследователям северного Приладожья и определялись тем, что последняя всегда образует крылья синклиналильных структур, ядра которых сложены породами ладожской серии. Контакт этих двух серий на отдельных участках несколько различен. Контакт пород ладожской серии с верхним карбонатным горизонтом сортавальской серии или с сильно скарнированными их аналогами, нередко бывает резким и кварцито-сланцевые сланцы ладожской серии без переходной зоны согласно залегают на них. Реже, например на правом берегу р. Янисйоки, южнее с. Ляскеля, карбонатные породы в верхах сортавальской серии тонко переслаиваются с амфиболовыми и амфиболо-сланцевыми сланцами, затем выше — со слюдяными сланцами и, наконец, полностью сменяются кварцитами и слюдяными сланцами ладожской серии.

Сходные соотношения наблюдаются на северо-восточном контакте ладожской серии с породами сортавальской серии. Здесь толща переслаивания карбонатных пород и сланцев перекрывается кварцитами (иногда с прослоями конгломератов), залегающими в основании ладожской серии (о-ва Конттиосаари и Ниинисаари, мыса Коркеаниеми и г. Линнунваара). \* Местами контакт между ними является тектоническим, как например, на о-ве Конттиосаари, где на их границе проходит зона тектонической брекчии, достигающей мощности в 2 м.

При отсутствии верхнего карбонатного горизонта породы ладожской серии непосредственно контактируют с амфиболовыми сланцами и амфиболитами сортавальской серии. При этом также наблюдается тонкая смена амфиболитов (или амфиболовых сланцев) кварцито-сланцевыми сланцами, то развита маломощная, в несколько метров, иногда 20—40 м, переходная зона переслаивания амфиболитов, амфиболовых, амфиболо-биотитовых и биотитовых сланцев. Только в одном случае в юго-восточной части района на горе Ионнисенмаки К. А. Шуркин (1958) отмечает переходную зону шириной до 200 м, представляющую пачку переслаивания сланцеватых амфиболитов с биотитовыми сланцами. Не исключена возможность, что значительную часть этой переходной зоны следует относить к сортавальской серии.

Ладожская серия сложена целой гаммой тесно связанных между собой осадочно-метаморфических пород, представленных базальными кварцитами, частью с прослоями конгломератов, аркозами, кварцитами, биотито-кварцевыми, кварцево-биотитовыми, порфиробластическими мусковито-биотитовыми, андалузито-кордиерито-ставролитито-биотитовыми и другими сланцами и гнейсо-сланцами, редко параамфиболитами.

Характерное ритмичное сочетание вышеперечисленных пород (за исключением кварцитов с прослоями конгломератов в основании, косо-слоистых амфиболитов и связанных с ними кварцитов и биотито-кварцевых сланцев в верхах серии) составляет основную особенность строения этой серии. Она выражается в том, что в основании каждого ритма

\* Конгломераты хут. Партанен, которые, по мнению некоторых исследователей, залегают в основании ладожской сланцевой серии, из-за спорности их стратиграфического положения описаны отдельно.

Таблица 10

Породы	Структура и породообразующие минералы	Минералы	
		второстепенные	аксессуары
Аркоз грубозернистый, светло-серый	Бластосаммитовая. Кварц, олигоклаз, биотит, мусковит	Микроклин, хлорит, серицит, иногда магнетит, карбонат, роговая обманка и минералы из группы эпидота	Циркон, апатит, редко сфен
Слюдистый кварцит, среднезернистый, светло-серый, серый	Гранобластовая, частью бластосаммитовая. Кварц, олигоклаз, биотит	Микроклин, хлорит, серицит и минералы из группы эпидота	Апатит, гранат, редко сфен и магнетит
Биотито-кварцевый сланец мелкозернистый, серый	Лепидогранобластовая, частью бластоалевролитовая, кварц, биотит, олигоклаз	Микроклин, хлорит, серицит и минералы из группы эпидота	Апатит, гранат, магнетит, сульфиды, редко сфен
Кварцево-биотитовый сланец, мелкозернистый, темно-серый	Гранолепидобластовая, частью бластоалевролитовая. Биотит, кварц, олигоклаз и мусковит	Микроклин, хлорит, серицит, карбонат, амфибол и иногда графит	Апатит, гранат, магнетит, сульфиды, сфен, циркон и турмалин
Биотитовый сланец (филлитовидный) тонкозернистый, темно-серый, черный	Микрогранолепидобластовая, частью бластопелитовая. Биотит, мусковит, кварц и олигоклаз (андалузит, кордиерит, ставролит*)	Хлорит, серицит, амфибол, графит	Магнетит, сульфиды

\* Слюдяные сланцы в кровле ритмов местами изобилуют кристаллами андалузита, кордиерита или ставролита и соответственно называются порфиробластическими андалузитовыми, кордиеритовыми или ставролитовыми сланцами.

залегают более грубозернистые породы (аркозы, слюдистые кварциты и т. д.), переходящие вверх постепенно в мелко- и тонкозернистые (нередко филлитовидные) биотитовые или порфиробластические кордиеритовые, андалузитовые и ставролитовые слюдяные сланцы.

Нередко в более грубозернистых кварцитовых породах (слюдистых кварцитах и биотито-кварцевых сланцах) встречаются своеобразные вытянутой трубкообразной или веретенообразной формы, с округлым или овальным сечением. Размер их колеблется от нескольких сантиметров до 20 см, а иногда до 80 см в диаметре (район г. Линнунваара). Встречаются они в виде как одиночных, так и групповых включений. «Шары» расположены в виде цепочки параллельно слоистости, или без всякой видимой закономерности в большом количестве разбросаны по всему пласту кварцитовых пород. Поэтому эти породы получили название «шаровых сланцев». Н. Г. Судовиков (1954) генезис «шаровых» образований связывает с будиномом прослоев мергелистых пород. По представлениям Хаузена (Hausen, 1930) и более поздним исследованиям К. О. Кратца и Н. Д. Демидова (1958), значительная часть их, вероятно,

15\*

представляет собой метаморфизованные известково-силикатные конкреции. Минералогический состав «шаровых» тел довольно разнообразен. Преобладают разновидности, состоящие из минералов с высоким содержанием кальция (карбонат, эпидот, диопсид, анортит (An 85—100%), реже андезин 10% (An 40%), скаполит, гроссуляр), а также

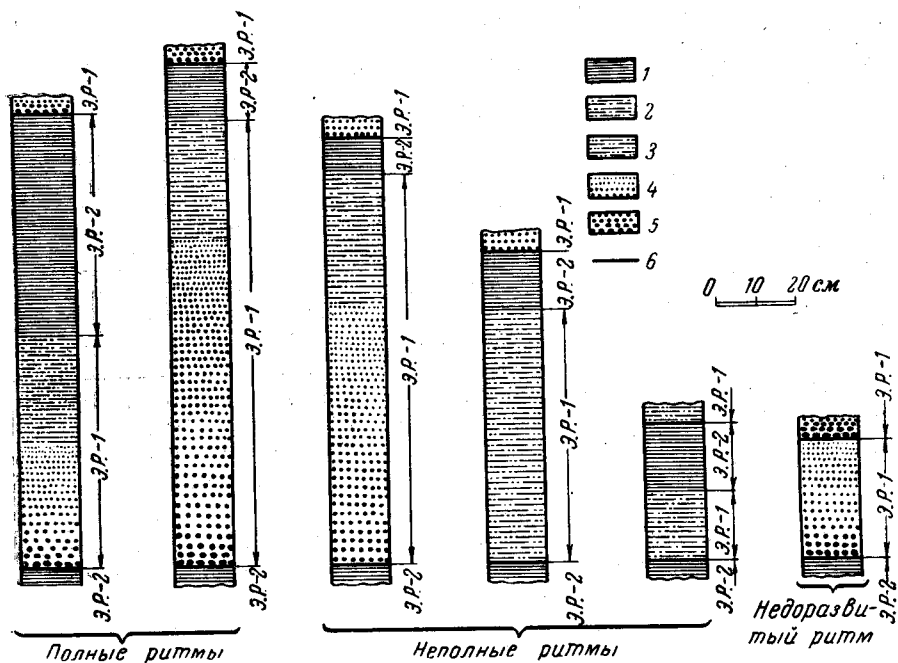


Рис. 27. Типы ритмов

1 — слюисто-сланцевые породы; 2 — кварцево-биотитовые сланцы; 3 — биотито-кварцевые сланцы; 4 — слюистые кварциты; 5 — аркозы; 6 — граница ритмов

кварца, биотита, серицита, обыкновенной роговой обманки, хлорита, рудного минерала, сфена и апатита.

Характер изменения состава наиболее полных ритмов от подошвы к кровле (соответственно от грубозернистого компонента к тонкозернистому) дан в табл. 10. Наряду с этим встречаются ритмичные слои, в которых отсутствуют более грубозернистые разновидности псаммитового компонента ритма и последний начинается соответственно более тонкозернистой разновидностью; иногда же сокращается или даже полностью выпадает верхний, сланцевый (пелитовый) компонент ритмичного слоя, но при этом характерное постепенное изменение сохраняется в псаммитовой части слоя (рис. 27).

В противоположность постепенным изменениям внутри ритмичных слоев, границы между соседними слоями всегда четкие, резкие (рис. 28).

Более грубозернистые кварцитовые породы, теперь представленные аркозами, слюистыми кварцитами, биотито-кварцевыми сланцами, соответствуют первичным осадкам типа псаммитов и алевроитов. Это подтверждается как петрографическими особенностями, так и хими-

ческим составом этих пород (см. табл. 9, анализы 2, 3). Тонкозернистые (филлитовидные или крупночешуйчатые) биотитовые сланцы, порфиробластические андалузитовые, кордиеритовые и ставролитовые сланцы, слагающие верхи ритма, соответствуют первичным осадкам типа пелитов (см. табл. 9, анализы 4, 5).

Ладожская серия по характеру строения и литологическим особенностям делится на три последовательных толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя толща пользуется наибольшим распространением. Характерной чертой ее является вышеописанная ритмичная слоистость.

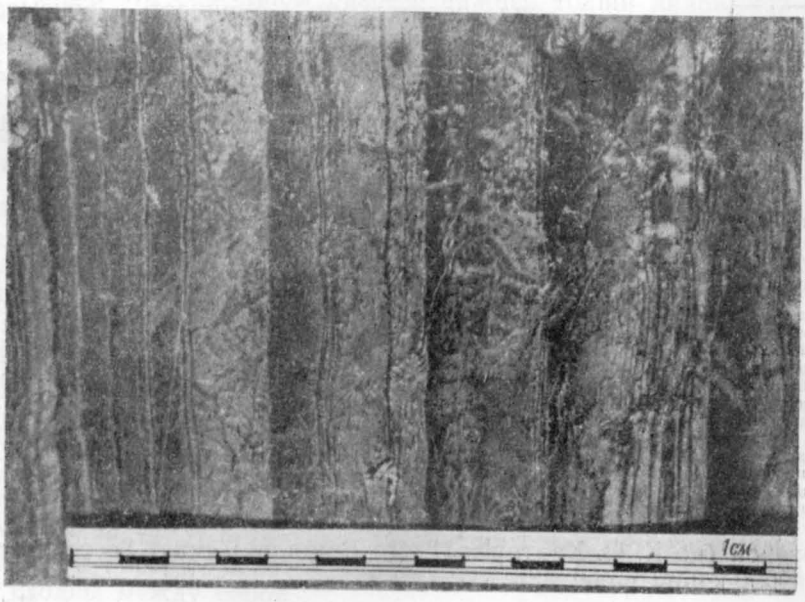


Рис. 28. Ритмичная слоистость слюдяного кварцита и филлита в породах ладожской серии, к западу от р. Янисйоки.  
Фото Н. Ф. Демидова

Мощность ритмов, довольно выдержанная по простиранию, колеблется в разных слоях от нескольких сантиметров до 1,5—3 м.

В составе ритмов этой толщи псаммитовый компонент (аркоз, слюдяный кварцит, биотито-кварцевый сланец), как правило, преобладает над пелитовыми (биотитовый сланец). По строению слагающих ее ритмов, их петрографическим особенностям и частично первичному гранулометрическому составу она имеет невыдержанный характер.

Типичный разрез нижней толщи устанавливается на северном берегу Ладожского озера в районе устья р. Янисйоки (рис. 23), на мысе Импииниemi, в районе сс. Импилахти—Ляскеля и в других местах. Везде здесь более полные ритмы приурочены к верхам описываемой толщи, причем в них всегда псаммитовый компонент (аркозы, слюдяные кварциты и биотито-кварцевый сланец) резко преобладает над пелитовым (биотитовые сланцы или филлиты). Вниз, к основанию разреза, происходит некоторое сокращение мощности ритмов и одновременно умень-

шение в них относительной доли псаммитовых пород (нижнего компонента) за счет исчезновения из состава пород, слагающих ритмы, сначала аркозов, затем, ближе к основанию разреза, слюдястых кварцитов. Мощность псаммитовых компонентов ритмов в упомянутых районах колеблется в целом в пределах от 15 см до 2 м, но большей частью 40—80 см, а пелитовых компонентов от 0 до 1 м, чаще 10—40 см. При этом характерно преобладание в составе ритмичных слоев (и следовательно, в целом в толще) псаммитовых пород над пелитовыми. Мощность описываемой толщи у р. Янисйоки не превышает 940 м.

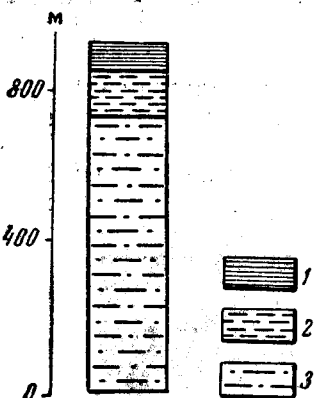


Рис. 29. Литоолого-стратиграфическая колонка нижней толщи ладожской серии в низовьях р. Янисйоки (по Кратцу и Демидову, 1958)

1 — крупнослойные аркозы, слюдястые кварциты и кварцево-биотитовые сланцы с резко подчиненными филлитовидными биотитовыми сланцами в ритмичном переслаивании; 2 — слюдястые кварциты, кварцево-биотитовые и филлитовидные слюдяные сланцы ритмично-слоистые; 3 — кварцево-биотитовые и филлитовидные биотитовые сланцы ритмично-слоистые

рез которой (по К. О. Кратцу и И. Ф. Демидову) снизу вверх представлен в следующем виде:

1. Серые и темно-серые, мелко- и среднезернистые кварциты в основании переходящие в конгломераты. Кварциты имеют бластопсаммитовую структуру и состоят из кварца и небольшого количества серицита, хлорита и темного углеродистого вещества (графита). Конгломераты состоят из галек светлого, серого и темно-серого кварца (частью кварцита), реже кремнистого сланца и иногда темно-серого филлита (Потрубович, 1956 г.), заключенных в кварцитовый цемент. В кварцитах встречаются маломощные пропластки темно-серого мелкозернистого сланца

2. Ритмичное переслаивание серых среднезернистых аркозов, серых средних и мелкозернистых слюдястых кварцитов, темно-серых мелкозернистых биотито-кварцевых сланцев с тонкозернистыми темно-серыми (до черных) биотитовыми (филлитовидными) сланцами с мощностью ритмов в пределах от 5 см до 2 м, чаще около 50 см

3. Средне- и мелкозернистые серые с розовым оттенком сливные кварциты, пересеченные в различном направлении многочисленными маломощными кварцевыми жилками

4. Ритмичное переслаивание светло-серых и серых среднезернистых слюдястых кварцитов, серых и темно-серых мелкозернистых биотито-кварцевых сланцев с тонкозернистыми темно-серыми (черными) биотитовыми (филлитовидными) сланцами с ритмами мощностью, не превышающей 60 см (обычно 5—20 см). Биотитовые сланцы часто имеют на плоскостях напластования «знаки ряби»

5. Тонкоритмично-слоистые темно-серые очень тонкозернистые филлиты. Мощность этих слоев колеблется в пределах 1—5 см, чаще около 2 см. К основанию слоев приурочены более крупнозернистые и светлее окрашенные разности

Мощность  
в м

50

60

10

100

500

6. Мелкоритмичное переслаивание мелкозернистых серых и темно-серых биотито-кварцевых сланцев с тонкозернистыми темно-серыми (до черных) биотитовыми (филлитовидными) сланцами. Мощность ритмов — от нескольких сантиметров до 20 см, обычно от 3 до 10 см

840

7. Ритмичное переслаивание мелкозернистых серых и темно-серых биотито-кварцевых сланцев (иногда и слюдистых кварцитов) с тонкозернистыми темно-серыми биотитовыми (филлитовидными) сланцами. Мощность ритмов от 20 до 150 см

220

Как видно из разреза, мощность нижней толщи ладожской серии в районе озер Малое и Большое Янис-Ярви, вероятно, достигает 1780 м.

Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенко (1956 г.) породы, выделенные в только что описанном разрезе нижней толщи ладожской серии (системе, согласно терминологии упомянутых исследователей), подразделяют на две свиты: нижнюю — контисаари, к которой относятся сливные кварциты с подчиненными им филлитовидными сланцами и конгломератами (в основании), и верхнюю — питкяними, охватывающую вышележающие филлитовидные и другие сланцы.

Как показывает приведенное описание нижняя толща ладожской серии, при общем ритмично-слоистом ее характере и преобладании псаммитовых (кварцитовых) пород над пелитовыми (сланцевыми), характеризуется более мощным развитием псаммитов в верхах, а в районе озер Янис-Ярви также в низах разреза. К этим же частям разреза приурочены ритмы с большей мощностью.

Средняя толща, по сравнению с вышеописанной нижней толщей, имеет меньшее площадное распространение и обычно занимает центральную часть поля развития ладожской серии, слагая осевые части синклинальных структур.

В отличие от нижней толщи, она характеризуется резким преобладанием метапелитовых пород над метапсаммитовыми и широким развитием высокоглиноземистых минералов — андалузита, ставролита, кордиерита и граната. В остальных отношениях как по литологическим особенностям пород, так и по характеру строения ритмов, указанные толщи сходны между собой.

Средняя толща ладожской серии на северном берегу Ладожского озера, к востоку от устья р. Янис-Йоки по Н. Ф. Демидову и К. О. Кратцу имеет следующий разрез (снизу вверх):

Мощность  
в м

1. Ритмичное переслаивание мелкозернистых серых биотито-кварцевых сланцев с тонкозернистыми (филлитовидными) темно-серыми, до черных, порфиробластическими ставролитно-биотитовыми сланцами. Мощность ритмов от 40 см до 3,0 м, чаще 60—120 см, в то время как мощность кварцитового компонента не превышает 1 м, обычно 10—40 см

320

2. Ритмичное переслаивание светло-серых среднезернистых слюдистых кварцитов, серых и темно-серых мелкозернистых биотито-кварцевых сланцев с тонкозернистыми (филлитовидными) темно-серыми и черными порфиробластическими ставролитно-биотитовыми сланцами. В слюдистых кварцитах иногда встречаются «шаровые» включения, состоящие из эпидота, цоизита, диопсида и др. Мощность ритмов колеблется в пределах от 30 см до 2,5 м, чаще 50—120 см, а псаммитового компонента обычно около 10—50 см

140

Общая мощность средней толщи в этом разрезе не превышает 460 м.

В районе горы Линнунваара, южнее оз. М. Янис-Ярви, средняя толща, по данным Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенко (1956 г.), выделивших ее в самостоятельную пялъярвинскую свиту, сложена тонколеночными биотитовыми, кварцево-биотитовыми и биотито-кварце-

выми (местами с серицитом и хлоритом) сланцами с маломощными прослоями слюдястых кварцитов и в подчиненном количестве кварцито-песчаников. Последние состоят из слабо окатанных зерен кварца раз-

мером до 1 мм в поперечнике и мелкозернистого кварцево-серицитового цемен-та. Мощность ленточных слоев, в составе которых преобладают слюдястые сланцы, колеблется от долей сантиметра до 30 см, чаще составляет 2—5 см. В слюдястых кварцитах и биотито-кварцевых сланцах изредка присутствуют «шаровые» включения. Во всей описанной толще в данном разрезе в различных количествах присутствуют ставролит, андалузит, кордиерит и изредка гранат (рис. 30).

Общая мощность средней толщи до-стигает 1280 м.

В районе к северо-востоку от оз. Вах-ва-Ярви низы разреза средней толщи отличаются толсторитмичной слоисто-стью, в которой участвуют среднезерни-стые светло-серые и серые слюдястые кварциты, мелкозернистые серые, темно-серые биотито-кварцевые сланцы и тонкозернистые темно-серые и черные, порфиробластические кордиерито-андалузи-то-биотитовые сланцы, тогда как верх-няя часть сложена бескварцевыми тонко-ритмично слоистыми породами, содержа-щими большое количество крупных (до 5 см в поперечнике) кристаллов андалу-зита и кордиерита.

Общая мощность средней толщи около 540 м.

Невыдержанная мощность средней толщи, по-видимому, объясняется раз-личной глубиной эрозии ее в разных частях района. Наибольшая мощность определяется южнее горы Линнунваара, где устанавливается ее полный разрез.

Верхняя толща. В северо-запад-ной части описываемой подзоны, к северу от с. Рускеала в районе с. Иляля и оз. Леппялампи встречается совершенно отличная от двух предыдущих своеобраз-ная толща полевошпатовых параамфибо-литов и кварцитов, которая согласно за-легал на подстилающей ее средней толще. Породы этой толщи, впервые описанные Л. Н. Потрубевич и О. Н. Ани-щенковой (1956 г.), были разделены ими на две свиты: свиту леппя-лампи и вышележащую свиту иляля.

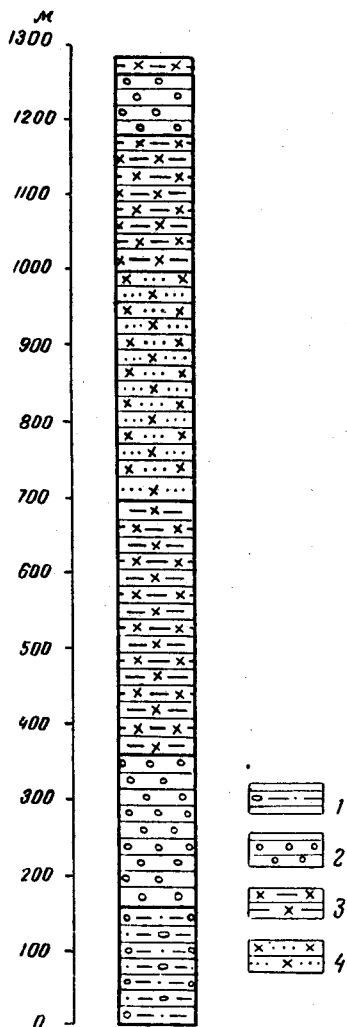


Рис. 30. Литолого-стратиграфическая колонка средней толщи ладожской серии северной части Ладожского района (по Потрубевич и Анищенковой, 1956)

1 — биотито-кварцевые и андалузит-содержащие биотитовые сланцы; 2 — биотито-кварцевые и андалузит-биотитовые сланцы; 3 — тонкоритмично-слоистые биотито-кварцевые и ставролит-биотитовые сланцы; 4 — биотито-кварцевые и андалузит-ставролит-биотитовые сланцы

*Свита лепня-лампи* сложена серыми и темно-серыми, мелкозернистыми, реже среднезернистыми параамфиболитами с гранонематобластической структурой, состоящими из обыкновенной роговой обманки, андезина, кварца, эпидота и иногда небольшого количества биотита и микроклина. В этих породах Н. Ф. Демидов отмечает хорошую слоистость и, в пределах отдельных слоев, отчетливо сохранившуюся косую слоистость (рис. 31). На поверхностях напластования их нередко наблюдаются признаки размыва.

В параамфиболитах изредка встречаются серые и светло-серые овальной или остроугольной формы включения тонкозернистых пород,

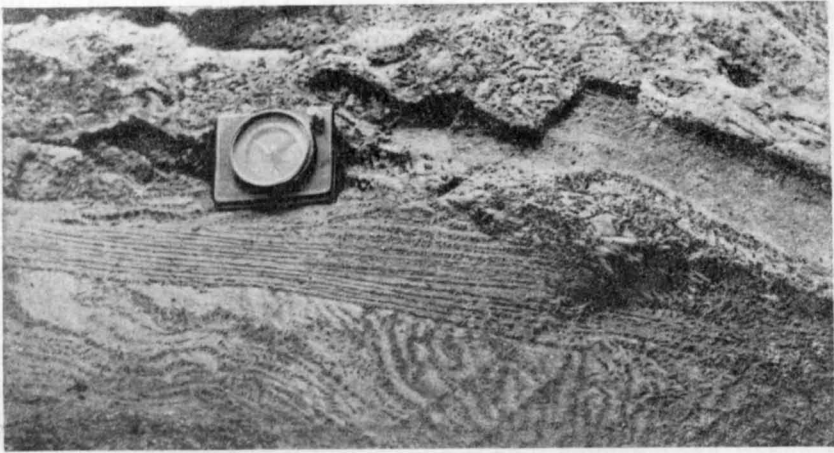


Рис. 31. Косослоистые параамфиболиты (фот. Н. Ф. Демидова)

состоящих из кварца и эпидота. В некоторых из них наблюдаются крупные порфиробласты амфибола. Мощность параамфиболитов не превышает 300 м.

*Свита илля* залегает на параамфиболитах. К низам ее приурочены довольно однородные мелкозернистые плотные слоистые кварциты. Изредка среди них встречаются косослоистые розовато-серые или темно-серые, иногда сливные разновидности. Они имеют гранобластовую структуру и, кроме кварца, в небольшом количестве содержат серицит и магнетит. Мощность 200—400 м. Верхняя часть этой свиты представлена теми же кварцитами, переслаивающимися с биотито-кварцевыми сланцами. Последние представляют собой темно-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком мелкозернистые в различной степени рассланцованные породы, с гранолепидобластовой структурой, состоящие из кварца, биотита, серицита, иногда хлорита и рудного минерала. Мощность не превышает 200—250 м.

Более молодые отложения ладожской серии в этом районе не установлены. Известный разрез верхней толщи достигает мощности в 500—550 м.

В юго-западной части рассматриваемого участка породы ладожской, а также сортавальской серий резко отличны от вышеописанных. Здесь в связи с высоким региональным метаморфизмом и интенсивными процессами мигматизации и гранитизации обычные для восточной и северо-восточной частей описываемой территории филлиты, тонкозер-



нистые слюдяные сланцы и другие породы, нередко характеризующиеся бластокластическими структурами, превращены в разнообразные гнейсы и мигматиты.

Процессы метаморфизма и ультраметаморфизма подробно изучены Н. Г. Судовиковым (1954), согласно которому они постепенно усиливаются в целом с северо-востока на юго-запад. В этом же направлении наблюдается изменение слюдяных сланцев путем укрупнения размеров зерен и появления граната, ставролита, а затем и полевого шпата в более лейкократовые биотитовые и гранатовые гнейсы, содержащие иногда кордиерит и силлиманит. При этом часто все же сохраняется слоистое сложение, выrażенное в тонком, частом переслаивании биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов. Эти породы вследствие весьма изменчивых условий метаморфизма и мигматизации характеризуются заметными вариациями в степени зернистости и в количественных соотношениях породообразующих минералов. Породы, серые и темно-серые полосчатые с характерной гранобластической, частью порфиробластической структурами состоят существенно из плагиоклаза, биотита, граната, кварца и небольшого количества мусковита и серицита и аксессуарных минералов. В сильнее мигматизированных разновидностях появляется также микроклин, который нередко преобладает над плагиоклазом. Пегматитовые жилы при этом нередко обогащаются гранатом.

Наряду с преобладающими гнейсами, описанными выше, Н. Г. Судовиков отмечает здесь гранато-кордиеритовые разновидности (киндингиты), образующие спорадические прослои среди гранатовых гнейсов. От последних они отличаются постоянным, но небольшим содержанием кордиерита, обычно замещающегося хлоритоподобным слюдястым минералом. Редко отмечаются прослои сливных кварцитов мощностью до 2 м, залегающих среди гнейсов и мигматитов.

Амфиболовые сланцы по мере усиления метаморфизма постепенно изменяются сначала в амфиболиты, а затем в пироксенсодержащие сланцы и амфиболиты. Пироксенсодержащие сланцы встречаются только в юго-западной части Ладожского района, где они обычно тесно связаны с гнейсами. Они образуют обычно пласты, прослои и линзы, согласные с вмещающими их гнейсами, реже слагают более мощные пачки среди последних.

Пироксеновые сланцы представлены несколькими разновидностями. Все они содержат гиперстен (иногда в сочетании с диопсид-геденбергитом), замещающий обыкновенной роговой обманкой. Реже встречается куммингтонит. Состав плагиоклаза меняется от андезина до почти чистого анортита, в целом преобладают основные плагиоклазы. Кроме того, встречаются биотит, кварц, рудный минерал, апатит. Для этих сланцев характерны крупные порфиробласты гиперстена, переполненные пойкилобластическими включениями плагиоклаза и биотита.

Пироксеновые сланцы переслаиваются с гнейсами, с которыми они иногда тесно связаны постепенными переходами. В областях интенсивной мигматизации наблюдается превращение их в пироксенсодержащие биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы. В небольшом количестве среди пироксеновых сланцев встречаются амфиболовые сланцы, аналогичные описанным выше.

Нижнепротерозойские супракрустальные породы Ладожского участка рвутся ранними постладожскими интрузиями, представленными комплексом основных и кислых пород. Основные породы (массивы Кааламо, Велимяки и мелкие дайки) известны в центральной и южной

частях участка. Кислые интрузии (гранодиориты, граниты, пегматиты) широко развиты в его южной, юго-восточной и юго-западной частях. В юго-западной части сильно мигматизированные сланцы ладожской серии прорываются комагматическим комплексом путсари, по-видимому, принадлежащим позднему интрузивизму нижнего протерозоя.

Еще более молодые интрузивные породы, прорывающие нижнепротерозойские толщи на описываемой территории, представлены ютнийскими габбро-диабазами (г. Сортавала, с. Салми и некоторые острова Ладожского озера) и гранитами рапакиви (Сальминский массив).

Самыми молодыми образованиями являются дациты. Они развиты на островах Пиени-Селькясаари, Сури-Селькясаари и на восточном берегу мыса Леппяниemi оз. Б. Янис-Ярви.

### *Район оз. Малого Янис-Ярви*

Район оз. М. Янис-Ярви, вытянутый в северо-западном направлении, примыкает с северо-востока к Ладожскому участку. Граница между ними проводится условно от государственной границы с Финляндией в юго-восточном направлении через оз. М. Янис-Ярви через бассейн р. Вельяккайоки до оз. Вельякка-Ярви. Северо-восточная граница участка проходит примерно по северному берегу оз. М. Янис-Ярви (по контакту с архейскими гнейсо-гранитным массивом Восточно-Финляндской антиклинорной зоны).

Рассматриваемый участок представляет собой нарушенную продольными разломами очень сложную складчатую структуру (см. гл. «Тектоника»), в строении которой участвуют четыре различных по составу и по возрасту группы осадочно-метаморфических и вулканогенных пород: сортавальская и ладожская серии, ялонварская толща нижнего протерозоя и онежская серия среднего протерозоя.

### **НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ**

**Ялонварская толща.** Ялонварская толща развита в северной части юго-восточного конца района оз. М. Янис-Ярви. С севера и востока она граничит с архейскими гнейсо-гранитами и частью прорывающими ее более молодыми нижнепротерозойскими гранитоидами. На юго-западе она перекрыта среднепротерозойской кварцито-карбонатной толщей. По-видимому, обрывки этой толщи встречаются и западнее вдоль контакта среднепротерозойских кварцитов с архейским основанием, где появляются аналогичные ялонварским метаморфизованные основные породы, прорванные протерозойскими гранитами.

Ранее отдельные части этой толщи относились финскими исследователями к вулканогенным образованиям ятулия и считались моложе граничащих с ними с юго-запада кварцитов и кварцито-песчаников. Более подробно они были изучены Л. Н. Потрубович (1956 г.), которая выделила их в самостоятельную, более древнюю, ялонварскую толщу или докарельскую систему нижнего протерозоя. По геологическому положению и литологическому составу В. А. Перевозчикова и К. О. Кратц (1957) параллелизовали ее с парандовской серией нижнего протерозоя Южной и Восточной Карелии. В ее составе выделяются группы основных и средних эффузивов, представленных различными метапорфиритами, частью агломератами и связанными с ними сланцами, и группа кислых эффузивов, включающая плагиопорфиры, порфиroidы, серицитовые и серицито-кварцевые и другие тесно связанные с ними сланцы.

Породы группы основных эффузивов, имеющие большей частью серую или темно-серую окраску, часто с зеленоватым оттенком, тонко или мелкозернистое сложение, массивную или слегка сланцеватую текстуру, по внешнему виду очень сходны между собой. Диабазовые порфиры состоят из альбита, иногда реликтов более основного плагиоклаза (до андезина), обыкновенной роговой обманки, биотита, эпидота-цоизита, хлорита и редко серицита. В этой основной массе выделяются более крупные вкрапленники альбита. Структура — реликтопорфировая или лепидобластическая. При отсутствии порфировых вкрапленников породы относятся Л. Н. Потрубович к различным зеленым плагиосланцам, среди которых различаются хлорито-эпидото-биотитовые, биотито-серицитовые, амфиболо-биотитовые, биотитовые и другие разновидности.

К диоритовым метапорфиритам и связанным с ними сланцам, в целом очень сходным с диабазовыми эффузивами, Л. Н. Потрубович относит светлее окрашенные более лейкократовые породы, состоящие из сильно альбитизированного плагиоклаза, роговой обманки, биотита, хлорита, серицита, карбоната, эпидота-цоизита и лейкоксена. В метапорфиритах с вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза, реже роговой обманки или агрегатами эпидота, биотита и хлорита, наблюдается бластопорфировая структура, в сланцевых разновидностях — микролепидобластическая. Выделенные в этой группе агломераты, встреченные на северо-восточной границе ялонварской толщи и в контакте с прорывающими их диоритами, представляют собой по определению Л. Н. Потрубович своеобразную породу, состоящую из остроугольных, часто оплавленных обломков диоритового метапорфирита размером до 15 см, сцементированных более темным диабазовым метапорфиритом.

Кислые эффузивы представлены плагиопорфирами, кварцевыми порфирами и происшедшими за счет них и тесно перемежающимися с ними серицитовыми и серицито-кварцевыми сланцами (порфиридами) (см. анализы табл. 8). Это зеленовато-серые и серые породы, то плотные (плагиопорфиры, кварцевые порфиры и серицито-кварцевые сланцы), то более рассланцованные (серицитовые сланцы). Они состоят из кислого плагиоклаза (Ап 10—28%), кварца и серицита и второстепенных минералов — карбоната, биотита, хлорита, эпидота и рудных. Вкрапленники более плотных разновидностей представлены кислым плагиоклазом, кварцем, иногда агрегатами хлорита, эпидота или серицита (псевдоморфозы). В контакте с метадиабазами и метаагбро-диабазами описываемые породы обогащены хлоритом и эпидотом.

В ялонварской толще наряду с преобладающими вулканогенными образованиями в ограниченном количестве встречены метаморфизованные осадочные породы: кварциты, кварцито-песчаники и графитистые сланцы. В одной из скважин, пробуренных в ялонварской толще, установлен пласт (до 28 м) тонкозернистых, почти сливных, реже яшмовидных, частью рассланцованных слоистых и пятнистых кварцитов (Потрубович и Анищенкова, 1956 г.), в которых светло-серые более крупнозернистые кварцевые прослои тонко перемежаются с темно-серыми тонкозернистыми прослоями, обогащенными рассеянной вкрапленностью магнетита. Породы сильно трещиноваты. По трещинам развиваются вторичные минералы — хлорит, серицит, карбонат, кварц и сульфидные минералы.

К северо-востоку от с. Ялонвара встречены маломощные пачки сланцев с лепидобластической структурой, состоящих из хлорита, сери-

цита, биотита, кварца и графита. Сланцы переслаиваются с порфироидами и сливными (кремнистыми) кварцитами, залегающими среди метадиабазов. Кварцито-песчаники, доломитовые кварцито-песчаники и серицито-кварцевые сланцы представляют собой мелкозернистые серые и светло-серые породы, во многом сходные с аналогичными более молодыми породами среднего протерозоя.

В нижней части ялонварской толщи, по Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенковой (1956 г.), преобладают переслаивающиеся основные и средние эффузивы и возникшие за их счет разнообразные порфиритоиды и зеленые сланцы, к основанию которых предположительно относятся агломераты. Все эти породы авторы объединяют в спилитовую толщу мощностью около 100 м.

Выше в разрезе преобладают кислые эффузивы, частью измененные в серицитовые и серицито-кварцевые сланцы. Среди них, главным образом в верхней части появляются пласты диабазовых и диоритовых метапорфиритов и прослой сливных, яшмовидных кварцитов и графитистых кварцитов сланцев.

Эти породы по преобладанию среди них кислых вулканогенных пород Л. Н. Потрубович объединяет под названием «кератофировой» толщи. В верхней ее части она несколько условно выделяет «кварцитовый» горизонт, состоящий из кварцито-песчаников, доломитовых кварцито-песчаников и слюдистых сланцев. По свидетельству Л. Н. Потрубович, эти кварцито-песчаники без видимой резкой границы переходят в грубозернистые аркозовые кварцито-песчаники и конгломераты среднего протерозоя. Указанное обстоятельство, как и близкое литологическое сходство этих кварцито-песчаников с аналогичными ятулийскими породами, действительно свидетельствует скорее о принадлежности их к среднему протерозою. Противоречит этому, однако, указываемое Л. Н. Потрубович наличие секущей кварцито-песчаники жилы плагиопорфиритов, связанных, по ее мнению, с нижнепротерозойскими гранитами того же района, что и явилось основанием для отнесения их к ялонварской толще.

Для иллюстрации пестроты состава верхней части «кератофировой» толщи Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенкова (1956 г.) приводят следующий разрез, составленный по данным буровых работ в районе с. Ялонвара (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Мелкозернистые амфиболовые сланцы . . . . .	26,2
2. Тонкополосчатые биотито-кварцевые и кремнистые сланцы . . . . .	26,7
3. Тонкозернистые метадиабазы . . . . .	6,6
4. Переслаивание порфиридов и порфиритоидов . . . . .	44,4
5. Метадиабазы . . . . .	12,2
6. Мелкозернистые метапорфириты и порфириды . . . . .	67,0
7. Серицито-хлоритовые сланцы . . . . .	14,8
8. Мелкозернистые, доломитовые кварцито-песчаники . . . . .	19,5
9. Мелкозернистый измененный гранодиорит . . . . .	2,8
10. Кварцево-карбонатная жила . . . . .	2,6
11. Карбонатные кварцито-песчаники . . . . .	5,4
12. Карбонатно-биотитовые сланцы . . . . .	4,8
13. Мелкозернистые карбонатно-серицитовые кварцито-песчаники . . . . .	4,2
14. Мелкозернистые, зеленовато-серые эпидото-актинолитовые сланцы . . . . .	12,7
15. Мелкозернистые, темно-серые, тонкополосчатые кварцево-карбонатные сланцы . . . . .	6,7
16. Мелкозернистые метадиабазы в мелкозернистом интенсивно рассланцованном кварцито-песчанике . . . . .	16,4

Кварцито-песчаники и сланцы (слои 8—10) выделяются Л. Н. Потрубович в кварцитовый горизонт (см. выше).

Ялонварская толща прорывается разнообразными интрузивными магматическими породами, которые Л. Н. Потрубович рассматривает как члены единого магматического цикла. Более ранними являются метаперидотиты и серпентиниты, затем интрузивные диабазы и габбро-диабазы. Позднее интродировали диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Последними в этой магматической серии являются микроклиновые граниты с опаловидным кварцем, с которыми связываются серноколчеданное оруденение, полиметаллическая и молибденовая минерализация ялонварской толщи.

Ялонварская толща как по характерному вещественному составу (спилито-кератофировый), так и по ее стратиграфическим соотношениям с другими магматическими и супракрустальными комплексами считается аналогом парандовской серии, выделяемой в других районах Карелии, и вместе с ней большинством геологов относится к низам нижнего протерозоя.

**Сортавальская серия.** К сортавальской серии в районе оз. М. Янис-Ярви отнесены карбонато-сланцевые толщи, которые непосредственно подстилают ладожскую сланцевую серию и относились к низам «ладожской формации». Все исследователи соглашаются с тем, что карбонатно-сланцевые отвечают породам, выделенным в Ладожском районе в сортавальскую серию, несмотря на отсутствие здесь характерных для этой серии вулканогенных пород.

Как указывалось во введении к настоящему разделу, Л. Н. Потрубович (1956 г.) и Л. Я. Харитонов (1957, 1958) относят эти толщи к верхам ятулийской серии данного района, считая их аналогичными верхним членам ятулия района северо-западного Прионежья и других участков Южной Карелии. Как отмечалось там же, имеющиеся противоречивые данные о соотношениях ладожской формации (сортавальская и ладожская серии) с ятулием данного участка делают целесообразным рассматривать ее пока в нижнем протерозое.

Сортавальская серия распространена на юго-западном и северном берегах оз. М. Янис-Ярви и на островах в его центральной части. На юго-западе она в основном контактирует с ладожской серией, которую согласно подстилает, и только на небольшом отрезке у с. Соанлахти перекрывается так называемыми конгломератами хут. Партанен, стратиграфическое положение которых пока достоверно не установлено (см. ниже). Такое же согласное залегание ладожской серии на сланцах и карбонатных породах сортавальской серии наблюдается на северном берегу оз. М. Янис-Ярви (мыс Коркеаниеми и о-в Ниинисаари) и лишь местами вдоль контакта этих серий установлены зоны брекчий и рассланцевания (острова Контисаари и Ниинисаари).

Низы сортавальской серии в данном районе пока не установлены. Западнее мыса Коркеаниеми контакт ее с архейскими гнейсо-гранитами, по-видимому, является тектоническим. Зона милонитов продолжается далее на восток до мыса Коркеаниеми, где она отделяет рассматриваемые карбонато-сланцевые толщи от темно-серых грубозернистых кварцитов, залегающих в основании ятулия (среднего протерозоя). В юго-восточной части подзоны сортавальская серия крайне плохо обнажена. Судя по данным бурения, она с севера прорвана дайкой среднепротерозойских мета-габбро-диабазов, контакт с которыми также представлен маломощной зоной милонитовых сланцев.

В составе сортавальской серии участвуют тесно переслаивающиеся доломиты, доломитовые известняки, карбонатно-хлоритовые, графитисто-хлоритовые, биотитовые, хлорито-серицито-биотитовые, хлоритовые, амфиболовые и другие сланцы и плотные кремневидные породы.

Карбонатные породы являются плотными тонко, мелко-среднезернистыми от светло-серого до темно-серого цвета, иногда со слабым зеленоватым оттенком. Некоторые разновидности их имеют тонкослоистый характер. Карбонатные породы характеризуются микрогранобластовой структурой и состоят из доломита или кальцита и кварца. Иногда в небольших количествах в них присутствуют серицит, биотит, хлорит, амфибол и магнетит. При увеличении содержания отдельных минералов выделяются карбонатные породы с амфиболом, карбонатно-амфиболовые, кварцево-карбонатно-хлоритовые и другие разновидности.

Различные сланцы, переслаивающиеся с карбонатными породами, являются преобладающими образованиями в описываемом районе. Это темно-серые, тонко- или мелкозернистые, большей частью сланцеватые филлитовидные породы, характеризующиеся гранолепидобластовой и микролепидобластовой, реже микрогранобластовой структурами, состоящие из кварца, биотита, амфибола, хлорита, графита, карбоната и эпидота. Различные количественные соотношения породообразующих минералов создают целую серию тесно связанных между собой разновидностей, среди которых наиболее распространенными являются биотито-кварцевые, кварцево-слюдистые, амфиболовые, графито-амфиболовые, кремневидные биотито-кварцевые и другие сланцы.

Л. Н. Потрубович (1956 г.), в пределах описываемой серии (онежской свиты ягулия) выделяет ряд горизонтов (снизу вверх):

1. Доломито-графитосланцевый, образованный: а) грубо-полосчатыми доломитизированными известняками и графитистыми сланцами — видимая мощность 102 м; б) серыми доломитами с прослоями графитистого сланца и хлорито-серицитового филлита, видимая мощность 30 м; в) графитистых сланцев с прослоями темного известняка, видимая мощность 51 м; г) графитистых сланцев местами с пирротинным и пиритовым оруденением, видимая мощность 45 м.

2. Туфо-доломитовый, в основном сложенный серыми доломитами с тонкими редкими прослоями туфов и кремневидных сланцев. Количество туфовых прослоев увеличивается снизу вверх. Видимая мощность 161 м.

3. Доломито-сланцевый, состоящий из переслаивания мелкозернистых темно-серых с зеленоватым оттенком доломитов с карбонатно-глинистыми сланцами, темно-серыми биотито-кварцевыми алевролитами и биотитовыми филлитовидными сланцами. Видимая мощность 100 м.

Общая видимая мощность толщи в этом разрезе, по данным Л. Н. Потрубович, достигает 490 м.

В районе гор Линнунваара и Улунваара на южном берегу оз. М. Янис-Ярви В. А. Соколов и Ю. И. Сацук (1957 г.) для описываемых пород дают следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Пачка переслаивания темно-серых кварцево-биотитовых и кремневидных биотито-кварцевых пород, тонко- и мелкозернистых серых известняков, часто с амфиболом, амфиболовых и графито-амфиболо-слюдистых сланцев с пластом тонкозернистого метадиабазы	150
2. Известняк тонко-мелко- и среднезернистый, полосчатый, светло-серый с порфиробластами амфибола и пропластками амфиболита (известняк «рускеальского» типа)	5—40
3. Пачка тонкозернистых темно-серых кварцево-слюдистых сланцев с линзами амфиболового известняка в нижней части	120—150
4. Пачка мелкозернистых серых доломитов с прослоями из амфибола	20—50

5. Пачка переслаивания кварцево-слюдистых и амфиболовых сланцев, амфиболсодержащих известняков и карбонатно-амфиболовых сланцев . . . 250—300
6. Пачка кварцево-слюдистых (филлитовидных) темно-серых сланцев с прослоями амфиболовых известняков, непосредственно подстилающих отложения ладожской серии . . . . . 300

Общая мощность пород в приведенном разрезе 845—990 м.

Породы, аналогичные верхним частям описанного выше разреза, распространены на северном (мыс Коркеаниеми) и южном (район хут. Партанен) берегах и островах Ниинисаари и Контиосаари оз. М. Янис-Ярви и далее на востоке вдоль долины р. Вельякка-йоки. На северном берегу восточной части оз. М. Янис-Ярви у хут. Пирттини-еми (к северу от горы Линнунваара) встречается пачка переслаивания тонко-, мелко- и среднезернистых полосчатых известняков темно-серого и светло-серого цветов, амфиболовых известняков, биотито-кварцевых и амфиболовых сланцев мощностью 40 м, которые сопоставляются с шестой пачкой В. А. Соколова и Ю. М. Сацука в низах разреза. От расположенных севернее архейских гнейсо-гранитов эта пачка отделена зоной тектонитов.

Метаморфизм сортавальской серии в данной полосе в целом слабый и соответствует зеленосланцевой фации, хотя встречаются амфиболсодержащие (скарнированные) карбонатные породы, амфиболовые сланцы и амфиболиты. Это, вероятно, объясняется отсутствием в этой полосе более молодых гранитных интрузий, которые сопровождают более высокий метаморфизм пород ладожского района.

В районе оз. М. Янис-Ярви сортавальская серия представлена отложениями только верхней части разреза и является, по мнению исследователей, очень сходной с карбонатно-сланцевыми породами верхов сортавальской серии района с. Рускеала (Ладожский район). Преобладающие в составе сортавальской серии Ладожского района вулканогенные породы в районе оз. М. Янис-Ярви пока достоверно не установлены. В данном районе сортавальская серия со всеми породами, кроме перекрывающей ее ладожской серии, имеет тектонический контакт. Это обстоятельство позволяет допускать, что нижняя часть этой серии возможно тектонически срезана и недоступна наблюдению. Возможно, что к ней относится во многом сходная с вулканогенными породами сортавальской серии Ладожского района ялонварская вулканическая толща, распространенная локально в юго-восточной части рассматриваемого участка (см. выше).

При этом сходным для обеих толщ является наличие в них мощных полей тонко полосчатых биотито-кварцевых, кремнистых и амфиболовых сланцев, а также возрастное положение между архейскими гнейсогранитами и прорывающими обе толщи интрузивными комплексами от основных пород до калиевых гранитов. Вопрос об их возрастных соотношениях остается нерешенным и параллелизация их производится условно.

**Ладожская серия.** Ладожская серия в пределах участка М. Янис-Ярви имеет ограниченное распространение, появляясь в средней части северного берега оз. М. Янис-Ярви (мыс Питкяниеме, о-в Ниинисаари). Она залегает согласно на карбонатно-сланцевых породах сортавальской серии, местами отделяясь от них зоной милонитов (о-в Ниинисаари) или зоной тектонической брекчии (о-в Контиосаари).

Как указывают В. А. Соколов и Н. Ф. Демидов (1958), отложения ладожской серии смяты здесь в ряд мелких складок западно-северо-за-

падного простирания, которые в северной части мыса Питкяниemi опрокинуты на северо-восток в сторону среднепротерозойских (ятулийских) пород (см. рис. 25). Последние в этой части имеют совершенно отличное, северо-восточное простирание. По контакту ладожских и ятулийских отложений залегают интрузии более поздних габбро-диабазов. Характер залегания и соотношения складчатых структур ладожской и «ятулийской» серий свидетельствуют о тектоническом контакте между ними, вдоль которого ладожские (а также сортавальские) породы приподняты, круто надвинуты на «ятулийские».

Ладожская серия представлена в этом районе отложениями только нижней части ее разреза. Здесь встречаются мелкозернистые серые и темно-серые кварциты с маломощными прослоями мелкогалечного конгломерата и ритмично-слоистые породы, в которых слоистость обусловлена переслаиванием мелкозернистых серых и темно-серых кварцитов с тонкозернистыми черными филлитами. На карбонато-сланцевых породах (о-в Ниинисаари) сортавальской серии залегают (снизу вверх):

1. Мелкозернистые темно-серые кварциты с бластопсаммитовой структурой. В низах их присутствуют мелкие окатанные эллипсоидальной формы гальки серого и светло-серого кварца и обломки различной формы темных (до черных) тонкозернистых плотных филлитовидных пород. Мощность около 16 м.

2. Ритмично-слоистые породы. Ритмичная слоистость обусловлена переслаиванием вышеописанных мелкозернистых серых и темно-серых кварцитов, мощностью от 1 до 10 см с тонкозернистыми слоистыми черными филлитами. Мощность ритмов не превышает 20 см.

На границе смежных ритмов изредка встречаются поверхности размыва, срезающие слоистость в филлитах. Сходные породы развиты на мысах Коркеаниemi и Питкяниemi.

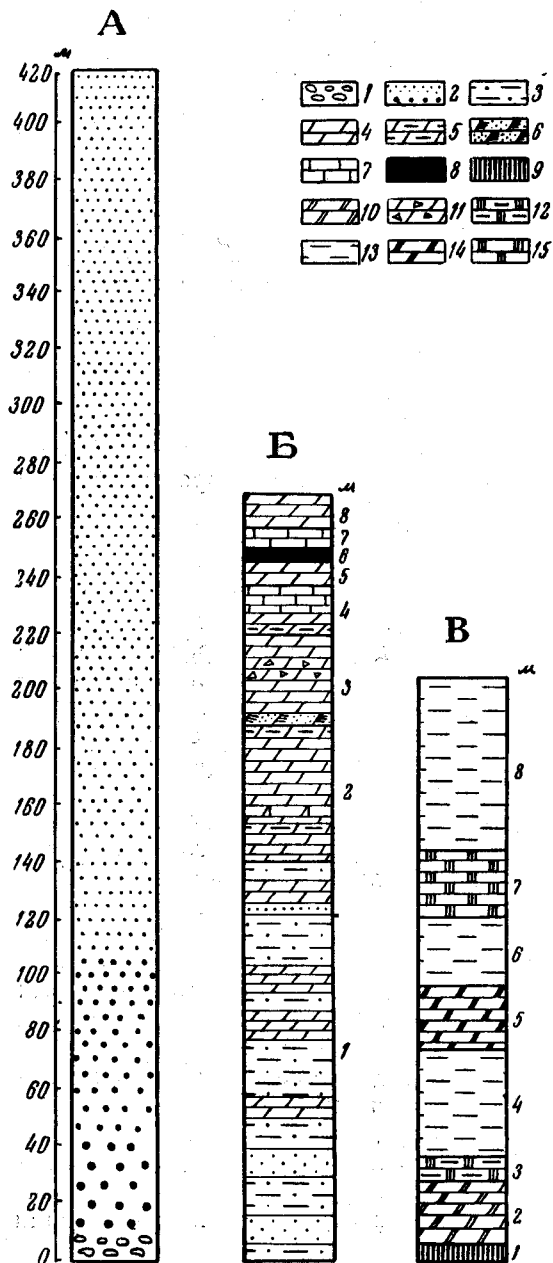
### СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

К среднему протерозою в пределах района оз. М. Янис-Ярви относятся ятулийские (верхнекарельские) осадочно-метаморфические породы, развитые в районе оз. М. Янис-Ярви. Согласно принятой стратиграфической схеме, они выделяются в онежскую серию. Полоса этих образований прослеживается на запад от с. Ялонвара по северо-восточному берегу оз. М. Янис-Ярви до оз. Кухиласлампи. Кроме того, отдельные изолированные «останцы» этих образований известны восточнее с. Вяртсиля, севернее с. Ялонвара и восточнее ее по р. Хатуноя. Таким образом, полоса распространения пород среднего протерозоя с перерывами вытянута на 20 км при наибольшей ширине ее в 3—4 км в районе с. Пролонвара. С севера эти породы находятся в контакте (частью тектоническом) с архейскими и нижнепротерозойскими гранитами; с северо-востока они граничат с ялонварской толщей, а с юга с зоной разломов, в части которой залегают интрузия более молодых габбро-диабазов, отделяющая их от пород сортавальской и ладожской серий нижнего протерозоя (см. выше).

Среднепротерозойские образования представлены здесь разнообразными по составу конгломератами, кварцитами, кварцито-песчаниками, слюдястыми, песчано-глинистыми, кварцево-слюдястыми (шунгитовыми) и другими сланцами, песчаниками с карбонатным цементом, пестрыми по составу, зернистыми, цвету и другим свойствам доломитами, редко доломитовыми известняками, относимыми к онежской серии (рис. 32).



Указанные породы слагают северное крыло синклинали структуры северо-западного, почти широтного простирания, которая западнее оз. Кухиласлампи замыкается, отчего простирание пород здесь изменяется на северо-восточное и даже меридиональное. Южное крыло мульты тектонически срезано. В крыле и замковой части структуры залегают кварциты, имеющие углы падения слоистости от 20 до 50°, а центральная часть мульды заполнена карбонатными породами и сланцами, которые смяты в серию более мелких складок.



В вертикальном разрезе в онежской серии выделяется четыре толщи различных осадочно-метаморфических пород.

Нижняя конгломератовая толща развита вдоль северо-северо-восточного контакта «ятулийской полосы» с архейскими породами и с образованиями ялонварской толщи. Она сложена полимиктовыми и гранитными конгломератами. Конгломераты известны севернее устья р. Соан-йоки, у хут. Оттовайнен, на горе Лехтомяки, по рч. Хатуноя, где они залегают на различных по цвету (серых и розовых) гранитах и сложены гальками и валунами олигоклазовых, плагиомикроклиновых и порфиридовидных гранитов, пегматитов, гранодиоритов, метабазов. В более верхних горизонтах конгломератовой толщи Л. Н. Потру-

Рис. 32. Литолого-стратиграфические колонки онежской серии района восточной части оз. М. Янис-Ярви (по Демидову, Соколову, 1958)

А—первая и вторая толща; Б—третья толща; В—четвертая толща. 1—конгломераты; 2—кварциты и кварцито-песчаники (от грубо до мелкозернистых); 3—переслаивание кварцито-песчаников и глинистых сланцев; 4—доломиты разнозернистые, разноцветные; 5—переслаивание доломитов глинистых сланцев и песчаников; 6—доломито-кремнистые породы; 7—известняки; 8—кварцито-песчаники, песчано-глинистые и глинистые сланцы с прослоями гематита; 9—переслаивание слюдиисто-карбонатно-кварцевых сланцев и кварцевых доломитов; 10—доломиты тонко и мелкозернистые, светло-серые с зеленоватым, частью розоватым оттенком; 11—брекчиевидные доломиты; 12—слоистые известняки с прослоями сланцев; 13—сланцы, кварцево-биотитовые, черные, с прослоями доломитов; 14—доломиты тонкозернистые черные; 15—доломиты мелкозернистые слюдиисто-известковые с прослоями карбонатно-кварцевых сланцев

бович и О. Н. Анищенкова отмечали присутствие галек кварца и кварцита, а в низах слоя грубозернистых кварцито-песчаников, залегающих на конгломератах, обломки карбонатных пород.

Гальки и валуны (размером до 1 мм в поперечнике) в конгломерате имеют нередко окатанную, угловато-окатанную, эллипсоидальную форму. Цемент их неоднороден и плохо отсортирован. Цементом служат мелкообломочный материал разрушенных гранитов (конгломераты в устье р. Соан-йоки и частично на горе Лехтомяки), кварцево-серицитовые сланцы (конгломерат р. Хатуноя и др.), аркозовые кварцито-песчаники (конгломерат у хут. Оттовайнен и др.) и доломиты (конгломерат Хатуноя).

Толща конгломератов по простиранию очень невыдержана и, как указывает Л. Н. Потрубович, прерывается мелкогалечными конгломератами, песчаным известняком и грубозернистыми аркозами. Мощность толщи конгломератов не превышает 100 м.

Кварцито-песчаниковая толща залегают на конгломератах или непосредственно на гнейсо-гранитах. Нижняя часть ее сложена неравнозернистыми аркозовыми кварцито-песчаниками. Это средне- и крупнозернистые породы с псаммитовой или бластопсаммитовой структурой, в которых встречаются отдельные гальки кварца, реже полевого шпата, тонкозернистого кварцита (последние отмечены Хаузеном) и, по данным Л. Н. Потрубович, обломки карбонатных пород. Иногда встречаются прослой кварцевых галечников. Цвет породы чаще светло-серый, но юго-западнее оз. Кухиласлампи светло-серые аркозовые кварцито-песчаники по простиранию замешаются темно-серыми кварцито-песчаниками, которые развиты северо-западнее мыса Коркеанними оз. М. Янис-Ярви (Потрубович, 1956 г.; Харитонов, 1956 г.; Демидов и Соколов, 1958). Темно-серые кварцито-песчаники представляют собой неравнозернистые породы с прослоями кварцевых галечников и филлитовидных сланцев, обломками полевого шпата и кварца. В цементе этих пород наряду с мелкозернистым кварцем, микроклином, серицитом, как и в светло-серых кварцито-песчаниках, встречаются биотит, хлорит и углистое вещество.

Выше неравномерно (и обычно) грубозернистых кварцито-песчаников в вертикальном разрезе залегают более однороднозернистые кварцито-песчаники белого, зеленовато-белого, розовато-серого цвета. В кварцито-песчаниках видна горизонтальная, а иногда косая слоистость, знаки ряби, а на плоскостях напластования сланцев из верхней части толщи трещины усыхания.

Л. Н. Потрубович и О. А. Анищенкова (1956 г.) в составе толщи, которую они выделяют вместе с конгломератовой толщиной в сегозерскую свиту, выделяют пять горизонтов (снизу вверх):

1. Горизонт аркозовых грубозернистых серых и серо-розовых кварцито-песчаников.
2. Горизонт среднезернистых серо-розовых кварцито-песчаников.
3. Горизонт белых и молочно-белых среднезернистых кварцито-песчаников.
4. Горизонт мелко- и среднезернистых серо-розовых кварцито-песчаников.
5. Горизонт сливных кварцитов и мелкозернистых кварцито-песчаников.

Общая мощность кварцитов, по данным Л. Н. Потрубович, достигает 800 м, по данным же Н. Ф. Демидова и В. А. Соколова, не превышает 500 м.

Доломитовая толща сложена в основном красноцветными доломитами, с которыми переслаиваются глинистые (слюдистые), пес-

чано-глинистые и другие сланцы, песчаники и редко доломитовые известняки. Указанные породы обнажаются только на мысе Кинтсиниеми и по берегам р. Соан-йоки, а на остальной площади от с. Ялонвара на востоке до берега оз. М. Янис-Ярви на западе прикрыты четвертичными образованиями и разрез их изучен по данным бурения, проведенного Геологическим управлением (Потрубович, 1956) в районе с. Пролонвара.

Первое расчленение доломитовой толщи было дано Л. Н. Потрубович (1956), которая выделила в ней костомукшскую, туломозерскую и частично онежскую свиты. Позднее, специально изучая литологию этих пород, В. А. Соколов, выделив их в отдельную доломитовую толщу, по литологическим признакам расчленил на ряд горизонтов (табл. 11).

Таблица 11

По Л. Н. Потрубович, 1956 г.	По В. А. Соколову, 1958 г.	
Свиты	Доломитовая толща	Горизонты
Онежская (часть) Туломозерская Костомукшская		Известняково-доломитовый Песчано-сланцевый с гематитом Сланцево-доломитовый Доломито-песчаниковый

*Доломито-песчаниковый горизонт* сложен в большей мере мелко- и среднезернистыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками и кварцито-песчаниками с серицитовым, кварцевым и карбонатным цементом. Породы имеют псаммитовую и бластопсаммитовую структуры, слоистое строение и окрашены в розовато-серый, бурый и другие цвета. С кварцито-песчаниками переслаиваются сланцы и доломиты (слои мощностью от 1 до 15 м). Сланцы слюдисто-песчанистые и слюдистые (глинистые) с отчетливой тонкой слоистостью, имеют темно-серый цвет с буроватым и розоватым оттенками. Доломиты мелко-, средне- и крупнозернистые, имеют розовый и красный цвет, содержат кварцевые желваки и песчаники. Мощность горизонта 100—125 м.

*Сланцево-доломитовый горизонт* представлен в основном доломитами и, в меньшем количестве, сланцами, песчаниками и доломитовыми известняками. Доломиты имеют мелко-, средне- и крупнозернистую гранобластовую структуру, слоистую или брекчиевидную текстуру иногда со стилолитовыми швами. По характеру минеральных примесей различаются кварцевые (песчаниковые и кремнистые), слюдистые, железистые и другие разновидности. Окрашены они в светло-серый, розовый, а чаще в красный и бурый цвет. С доломитами переслаиваются: слюдистые и песчано-слюдистые сланцы коричневого или темно-серого цвета с буроватым оттенком (мощность пластов до 5 м): песчаники с карбонатным цементом, прослой известняков и доломитовых известняков. Во всех этих породах отчетливо выражена слоистость. Мощность горизонта 130—140 м.

*Песчано-сланцевый горизонт с гематитом* сложен мелко- и среднезернистыми слоистыми кварцито-песчаниками бурого цвета, слюдистыми (глинистыми) и слюдисто-песчанистыми (глинисто-песчанистыми)

сланцами и кварцевыми (песчаниковыми) доломитами с прослоями гематитовых руд. Мощность горизонта 10—15 м.

*Известняково-доломитовый горизонт*, выделенный в верхней части рассматриваемой толщи, слогаается доломитами, доломитовыми известняками и, в небольшом количестве, слюдистыми (глинистыми) сланцами. Доломиты различаются по зернистости (тонко-, мелко- и крупнозернистые), цвету (серые, розовые, желтовато-бурые), но для всех свойственно наличие кварцевых желваков и прослоек. Известняки имеют неравномерное зернистое строение, пеструю окраску (розовую, бурую и т. д.), стилолитовые поверхности и включения кварца, доломита и слюдистые примазки. Сланцы серые или буроватые содержат включения карбоната и кварцевые песчаники. Мощность горизонта 30—40 м.

Общая мощность доломитовой толщи, очень пестрой по составу, равна 300—320 м.

Карбонатно-сланцевая толща в верхах онежской серии среднего протерозоя включает темно-серые и черные сланцы и тонкозернистые доломиты, которые развиты в виде полосы длиной до 13 км от с. Ялонвара до оз. М. Янис-Ярви. С севера эти породы граничат с карбонатными породами, а с юга срезаны зоной тектонического нарушения, к которой приурочено интрузивное тело метагаббро-диабазов. Второй участок развития этих пород располагается восточнее оз. Кухиласлампи, где в замковой части среднепротерозойской синклинальной структуры среди метадиабазов зажаты крупные ксенолиты пород карбонатно-сланцевой толщи.

В составе толщи (Соколов, 1958) выделены следующие пачки (снизу вверх):

	Мощность в м
1. Пачка тонкозернистого переслаивания слюдисто-карбонатно-кварцевого сланца и кварцевого доломита (или доломитового известняка); породы тонкозернистые светло-серые и зеленовато-серые	3,0
2. Пачка доломитов с прослоями сланцев. Доломиты тонко- и мелкозернистые светло-серого цвета с зеленоватым оттенком. Для них характерна тонкая горизонтальная, а иногда косая слоистость. Сланцы кварцево-слюдистые имеют темно-серый и зеленовато-серый цвет. (Мощность прослоев, 0,1—1,0 м)	20—30
3. Пачка мелко- и среднезернистых слюдистых известняков и доломитовых слюдистых известняков, переслаивающихся с кварцево-слюдистыми сланцами, породы имеют зеленовато-серый цвет	0,6—0,7
4. Пачка кварцево-биотитовых, слюдисто-кварцевых (шунгитовых?) и других сланцев, темно-серого почти черного цвета, иногда с зеленоватым оттенком	30—50
5. Пачка доломита тонкозернистого темно-серого, почти черного цвета, с различным количеством слюды (серицит, биотит), хлорита и кварца	12—25
6. Пачка темно-серого кварцево-слюдистого сланца с прослойками карбонатно-кварцево-слюдистого сланца	30—35
7. Пачка переслаивания кварц-биотито-карбонатного сланца и мелкозернистого слюдистого известкового доломита; породы имеют темно-серый цвет, иногда с зеленоватым оттенком	15—20

Установленная мощность пород карбонатно-сланцевой толщи равна 140—165 м. Общая мощность среднепротерозойских образований в этом районе достигает 900—980 м.

Осадочно-метаморфические образования в районе оз. М. Янис-Ярви секутся дайками метадиабазов и метагаббро-диабазов, которые приурочиваются к зонам тектонических нарушений и наиболее широко развиты к востоку от оз. Кухиласлампи.

### Конгломераты хут. Партанен и юго-запада Ладожского района

В ряде мест Восточно-Финляндской зоны в пределах юго-западной части Карелии известны выходы конгломератов, стратиграфическое положение которых остается по настоящее время неустановленным. В связи с существующими различными, часто противоречивыми взглядами на возраст и геологическое значение упомянутых конгломератов они рассматриваются здесь отдельно.

Полимиктовые конгломераты хут. Партанен. Породы, известные в литературе под названием конгломератов «хутора Партанен», распространены в восточной части южного берега оз. М. Янис-Ярви. Конгломераты полосой шириной до 300 м протягиваются в запад-северо-западном направлении вдоль берега озера на расстоянии 500 м в районе бывшего хутора Партанен.

В северной части контакта конгломераты непосредственно налегают на различные породы карбонато-сланцевой толщи сортавальской серии. Последние в ряде обнажений северной и центральной частях конгломератового поля выступают в ядрах мелких круто наклоненных на юг антиклинальных складок. В южной части поля конгломератов породы карбонато-сланцевой толщи не встречены. Вместе с тем пока нигде не установлены непосредственные соотношения между конгломератами и расположенными южнее отложениями ладожской серии. По южному краю поля конгломератов последние срезаны вертикальной западно-северо-западного простирания зоной интенсивного дробления, в которой конгломераты превращены в blastomylonitовые сланцы. Южнее этой зоны рассматриваемые породы неизвестны и, по-видимому, здесь они тектонически отделяются от ладожской серии, слагающей всю территорию к югу от них.

По составу эти конгломераты являются полимиктовыми. Гальки имеют обычно вытянутую эллипсоидальную, нередко веретенообразную и стержневидную форму и своей длинной осью направлены по сланцеватости конгломератов. Размер галек колеблется от нескольких миллиметров до 50 см в длину. Гальки хорошо окатаны, реже имеют неправильные, но всегда округлые очертания. С севера на юг, вкrest простирания пород, происходит общее постепенное уменьшение размера галек местами до полного их исчезновения. В центральной и южной частях конгломератового поля наблюдается нечетко выраженная слоистость, выражающаяся в переслаивании слоев, содержащих мелкие гальки, со слоями, состоящими из более крупных галек. Падение пород, при общем широтном простирании, на юг под углами 30—50°.

Вопрос о стратиграфическом положении конгломератов хут. Партанен до настоящего времени решается различно.

Х. Вейринен (H. Väyrynen, 1928), Л. Н. Потрубович (1956 г.) считают, что конгломераты Партанен нормально залегают на ятулийских образованиях и являются базальными образованиями более молодой «ладожской формации». Гальки конгломератов, по их мнению, заимствованы из ятулийских образований.

По мнению Л. Н. Потрубович (1956 г.), «преобладают гальки сливных кварцитов серого, реже серо-розового и розового цвета, тонко- мелко- и среднезернистого сложения. Изредка встречаются гальки метагаббро-диабазов, гранодиоритов, мелкозернистых диабазов, песчаных известняков и филлитов». Отмечается также присутствие галек доломитов (Потрубович, 1949 г.).

Х. Вайринен (Väyrynen, 1928) в этих конгломератах отмечал гальки кварцитов, кварца, амфиболсодержащих сланцев и зеленокаменных пород и гальки известняка (по наличию углублений на поверхности конгломератов, принимавшихся им за выщелоченную гальку известняка). Гальки кварцитов, по мнению Х. Вайринен, образовались за счет окремненных доломитов мыса Кинтсинниemi (типично ятулийских доломитов), а гальки зеленокаменных пород — из постятулийских метадиабазов.

Х. Хаузен (1930) высказался против такого истолкования. Присутствие большого количества галек кварцита привело к отрицанию возможности образования их за счет окремненных участков доломита. Принимая во внимание быстрое выклинивание конгломератов и сильное рассланцевание их в краевых частях полосы, Х. Хаузен пришел к выводу, что они представляют собой аллохтонную тектоническую линзу.

Н. Г. Судовиков (1954) не видел в галечном материале пород, «которые можно было бы бесспорно отнести к карельским» (т. е. ятулийским); образование пустот в цементе он считал результатом выщелачивания обломков амфиболита, а не известняка. По мнению Н. Г. Судовикова, конгломераты «не находятся в первичном залегании».

К. О. Кратц и Н.Ф. Демидов, кроме описанного выше галечного материала, отмечают гальки слюдистого кварцита и биотито-кварцевых сланцев, являющихся преобладающими породами ладожской серии. По их мнению, серые, светло-серые и серо-розовые сливные кварциты, составляющие местами преобладающую массу обломочного материала конгломератов, совершенно отличны от развитых в данном районе бластосаммитовых ятулийских кварцито-песчаников, но идентичны кварцитам, залегающим в низах ладожской серии на о-ве Контисаари, на северо-западном продолжении полосы конгломератов.

Залегание конгломератов на различных по составу отложениях сортавальской серии и наличие в составе их галек пород ладожской и сортавальской серий привело К. О. Кратца и Н. Ф. Демидова к выводу о более молодом относительно последних возрасте конгломератов хут. Партанен. Вместе с тем по полимиктовому характеру галечного материала, образовавшемуся главным образом за счет подстилающих пород (в данном случае, сортавальской и ладожской серий), как и по отсутствию сколько-нибудь четкой сортировки его, они склонны видеть в этих образованиях аналоги типичных сариолийских конгломератов других районов Карелии и предположительно относят их к базальным образованиям среднего протерозоя.

Конгломераты юго-запада Ладожского района. На островах Ладожского озера, Вавасаари (в 1 км к северу от о-ва Путсаари) и Хепосаари (у восточного берега о-ва Ханкосало) обнажаются полимиктовые конгломераты.

На о-ве Вавасаари они впервые были детально описаны И. Седерхольмом (1916), который отметил в них большое количество галек различной формы, сцементированных гнейсоподобной массой. Галька хорошо окатана, но встречаются и обломки остроугольной формы; она сложена слюдястыми сланцами, иногда с гранатом. Эти сланцы инъецированы гранитом. Гранитизация пород, образующих гальки, по его мнению, была до образования конгломератов. И. И. Седерхольм указал также на наличие в конгломератах большого количества галек диорита и габбро и редких валунов светлого гранита.

Н. Г. Судовиков (1954), подробно изучавший конгломераты о-ва Вавасаари, характеризует их как сильно метаморфизованные образования, и, в противоположность мнению И. И. Седерхольма, считает их древнее гранитов, мигматизирующих ладожские сланцы и гнейсы. В составе галек (чаще остроугольной формы) Н. Г. Судовиков наряду с габброидными породами, гранитами и диоритами отмечает высоко метаморфизованные и частью гранитизированные породы, характерные для распределения в окрестностях ладожской формации. Среди них особенно выделяются пироксеновые сланцы, плагиоклазо-биотитовые и гранато-плагиоклазо-биотитовые гнейсы и кварцитовые породы. Цементом является порода, близкая по составу к гранато-биотитовому гнейсу. По мнению Н. Г. Судовикова, высокий метаморфизм обломочного материала конгломератов мог иметь место одновременно с общим высоким метаморфизмом как самих конгломератов, так и окружающих ладожских пород, поэтому имеющиеся данные не позволяют судить о характере конгломератов (базальный или внутрiformационный) и, следовательно, об их стратиграфическом положении.

В противоположность указанным мнениям, В. Хакман (1933) рассматривал эти образования как эруптивную брекцию, которая, по его мнению, лишь имеет вид конгломератов, так как обломки обычно округлой формы и состоят из диорита, сланца и кварцита. В. Н. Нумерова (1946 г.) отмечает, что цементирующим материалом этих пород является преимущественно гнейсо-диорит (биотитовый диорито-гнейс), реже диорит (кварцевый диорит), обломки же, имеющие то округлую (напоминающие гальки), то угловатую форму, состоят из метаноритов, метапироксенитов, иногда амфиболитов, и редко из гранат-биотитового гнейса. На всей площади распространения «конгломератов» автором не было встречено ни одной жилы гранита или пегматита, в то время как они пользуются широким развитием в этом районе в том числе и в породах, расположенных у самого контакта с «конгломератами». Наблюдения В. Н. Нумеровой привели ее к заключению, что брекции образовались при внедрении диоритов комплекса Путсаари, которые считаются более молодыми по отношению к гранитам, рвущим породы ладожской серии на о-ве Вавасаари.

По исследованиям К. О. Кратца и Н. Ф. Демидова (1958 г.), на о-ве Вавасаари имеет место эруптивная брекция, перекрытая конгломератами. В конгломератах гальки в основном представлены породами основного состава: норитами, габбро-норитами и диоритами. Кроме галечного материала, отмеченного другими исследователями, была встречена галька слюдяного кварцита, типичного для ладожской серии в этом районе. Цемент по составу не одинаков, но чаще всего близок по составу к биотитовому или гранато-биотитовому гнейсу и состоит из андезина (Ап 44%), биотита, кварца, граната, серицита, гиперстена (?), рудного минерала и апатита. Конгломераты с севера контактируют с мигматитами типа агматитов. При наличии многочисленных гранитных и пегматитовых жил в мигматитах близ контакта с конгломератами в последних таких жил не обнаружено. Далее от конгломератов мигматиты переходят в граниты, которые на о-ве Вавасаари и смежной площади интенсивно мигматизируют породы ладожской серии. В крутом обрыве южного берега острова видно пологое налегание конгломератов на эруптивную автобрекцию, состоящую из пород основного состава типа Путсаари. К. О. Кратц и Н. Ф. Демидов

склонны считать, что конгломераты о-ва Вавасаари залегают на мигматизированных гнейсах ладожской серии, прорывающих породы магматического комплекса о-ва Путсаари и условно относят их к среднему протерозою.

К востоку от о-ва Ханкасало конгломераты впервые были отмечены Т. В. Перекалиной. Здесь на западном берегу небольшого о-ва Хепосаари у самого уреза воды обнажаются два небольших останца полимиктовых конгломератов размером  $7 \times 7$  м и  $12 \times 7$  м, залегающих на мелкозернистых темно-серых амфиболитах сортавальской серии (Кратц и Демидов, 1958 г.).

В виде гальки в конгломератах встречаются лейкократовые граниты, содержащие гранат, биотитовые гнейсы и слюдястые кварциты ладожской серии, реже гранато-биотито-плагноклазовые породы, гранато-плагноклазо-куммингтонитовые сланцы, амфиболиты сортавальской серии и пегматиты.

Цемент по составу близок к гранато-биотитовому гнейсу с гранобластовой структурой и состоит из биотита, андезина (Ап 36%) и граната. В небольшом количестве присутствуют кварц, хлорит, рудный минерал, апатит и циркон.

По непосредственному залеганию конгломератов на амфиболитах и наличию в них галек пород, присутствующих в составе ладожской и сортавальской серий и прорывающих их пегматитов К. О. Кратц и Н. Ф. Демидов рассматривают эти конгломераты как более молодые, чем ладожская серия, и условно относят их к среднему протерозою.

#### Участок Туломозеро — Коватярви

Рассматриваемый участок распространения протерозойских образований находится на юго-восточном продолжении Восточно-Финляндской зоны и отделен от поля распространения образований сортавальской и ладожской серий нижнего протерозоя северного Приладожья крупной интрузией гранитов рапакиви (Сальминский массив). Участок Туломозеро—Коватярви расположен на стыке Восточно-Финляндской и Западно-Карельской синклинорных зон.

Протерозойские образования развиты в виде полосы до 25 км длиной и 10—12 км шириной, вытянутой от оз. Туломозеро и р. Тулемайоки к северу до озер Хис-Ярви и Кода-Ярви. С севера, юга и востока протерозойские образования оконтуриваются древними гнейсо-гранитами, а с запада, примерно по меридиану западного берега оз. Коватярви срезаются гранитами рапакиви Сальминского массива.

Первое систематическое изучение геологии описываемого района проводил В. М. Тимофеев (1923 г.), установив для изученных им пород следующую стратиграфическую последовательность (от древних к молодым): древнейшие гнейсо-граниты и граниты свита доломитов, кварцитов, зелено-серых сланцев, черных углистых сланцев и туломозерские диабазы. Позднее данные, полученные в ходе многолетних разведочных работ на Туломозерских гематитовых месторождениях и на Коватярвинском полиметаллическом месторождении, позволили Ю. С. Желубовскому (1937) выделить архейские, нижнепротерозойские и верхнепротерозойские образования. Нижнепротерозойские образования (карельская формация), по данным Ю. С. Желубовского, начинаются аркозовыми песчаниками и конгломератами; выше в разрезе выделены доломиты (туломозерские) — розовые и красные с прослойками глинистых сланцев и гематита, далее разнообразные сланцы



и среди них доломиты серые (коватарвинские). К верхнему протерозою автор отнес граниты рапакиви, пегматиты и аплиты.

М. В. Занин (1945 г.) в основном придерживался такой же стратиграфической схемы, но, в отличие от Ю. С. Желубовского, считал, что «коватарвинские» доломиты подстилаются горизонтом ортоамфиболитов и амфиболовых сланцев.

Позднее той же схемы придерживались Е. П. Молоткова (1950 г.) для района оз. Коватарви и О. Н. Анищенкова (1951 г.) для района сс. Колатсельга, Сона.

Иную стратиграфическую схему предложила М. А. Гилярова (1946 г.), которая сильно дислоцированные и прорванные гранитами и основными породами «коватарвинские» карбонатные породы, ортоамфиболиты, графитовые и другие сланцы рассматривала как «докарельские» (верхний архей), а к карельской формации (нижний протерозой) отнесла аркозы, доломиты с прослоями гематита и песчаников, а также метадиабазы.

В. А. Соколов (1954—1956 гг.), подтверждая мнение М. А. Гиляровой о разновозрастности доломито-сланцевых толщ оз. Коватарви и песчанико-доломитовых толщ, оз. Туломозеро, выделил их соответственно в нижнекарельский и верхнекарельский комплексы нижнего протерозоя. Основание для такого разделения В. А. Соколов видел в том, что габбро-диабазы в виде даек дискордантно секут складчатую структуру доломито-сланцевых толщ оз. Коватарви и в то же время в виде пластовых интрузий в песчанико-доломитовых толщах оз. Туломозеро смяты в складки вместе с последними.

Вопрос о возрастных соотношениях этих толщ до сих пор, однако, не находит однозначного решения, как и в вышеописанном районе озер Янис-Ярви. Как и там, в отличие от типичных «ятулийских» песчанико-доломитовых отложениях района Туломозеро—Сона, выделяемых здесь в средний протерозой, карбонатно-сланцевые толщи района оз. Коватарви отнесены в нижний протерозой.

### НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

На описываемом участке нижнепротерозойские (нижнекарельские) образования развиты на северном и западном берегах оз. Коватарви, в виде полосы северо-западного направления длиной 2—2,5 км и шириной 1,2 км. С запада они срезаются гранитами рапакиви, а с юго-востока и востока среднепротерозойскими метадиабазами. Небольшие изолированные выходы их известны также на южном берегу оз. Коватарви, а отдельные ксенолиты наблюдаются среди метадиабазов южнее оз. Хис-Ярви. Нижнепротерозойские породы образуют антиклинальную складку северо-западного простирания с крутыми углами падения крыльев, которая несколько опрокинута на северо-восток.

В составе описываемых образований, по данным Ю. С. Желубовского (1937), М. В. Занина (1945 г.), Е. М. Молотковой (1950 г.), О. Н. Анищенковой (1951 г., 1953 г.) и В. А. Соколова (1956 г.), участвуют разнообразные осадочно-метаморфические и магматические породы: карбонатные породы (доломиты и частью доломитовые известняки), амфиболиты, амфиболовые, кварцево-сланцевые, графитистые и другие сланцы и в небольшом количестве кварциты. Преимущественным распространением пользуются доломиты, имеющие мелко- и среднезернистое сложение, отчетливо выраженную слоистость и серый разных оттенков цвет. Доломиты содержат прослой кварца и различных

скарнированных пород: актинолитовых, хлорито-актинолитовых, серпентинизированных и редко тремолито-диопсидовых, диопсидовых и других. Мощность прослоев скарнированных пород 0,2—1,5 м, а неизмененных доломитов 0,5—10 м. По зонам расколов в доломитах развиты сфалерито-магнетитовые скопления, вблизи которых доломиты сильно изменены вторичными процессами.

В ядре антиклинали буровыми скважинами (Молоткова и Сапожникова, 1950 г.) была подсечена очень пестрая по составу толща переслаивающихся между собой амфиболитов, амфиболовых, графитистых и других сланцев с прослойками кварцитов.

Амфиболиты, описанные М. А. Гиляровой (1951 г.), представляют собой массивные слабо рассланцованные мелко-, средне- и крупнозернистые, иногда порфиробластические породы серовато-зеленого и зеленовато-черного цвета. В основном (на 60—80%) они сложены хлоритизированной обыкновенной роговой обманкой, а также биотитом, кварцем и эпидотом, которые развиваются по плагиоклазу. Местами в них наблюдаются реликты офитовой структуры. Мощность амфиболитовых пластов 10—15 м. Амфиболовые сланцы состоят из крупных призм (2—3 см) бледно-зеленой роговой обманки (актинолит), заключенных в основной массе из частично хлоритизированного биотита и рудных минералов. Эти сланцы иногда имеют хорошо видимую слоистость, выраженную в чередовании эпидото-амфиболовых, эпидото-амфиболо-кальцитовых, амфиболовых (с игольчатými и тонкопризматическими кристаллами роговой обманки) и других сланцев. Мощность прослоев 5—10 м.

Подчиненное значение имеют графитистые сланцы и кварциты. Графитистые сланцы представляют собой мелкозернистые плотные породы черного цвета с различным количеством графита, кварца, биотита, хлорита, амфибола и рудных минералов, благодаря чему выделяются графитистые биотито-кварцевые, графитистые биотито-хлоритовые и хлорито-биотитовые, графитистые амфиболо-биотитовые и другие разновидности. Мощность прослоев 0,5—2,0 м. Кварциты имеют темно-серый цвет, мелкозернистое сложение, гранобластовую структуру. Они обычно слоистые, иногда сливные. Мощность прослоев достигает 1 м.

В крыльях антиклинальной структуры на карбонатных породах залегают кварцево-биотитовые сланцы, которые срезаются гранитами рапакиви и поэтому развиты на нескольких изолированных друг от друга участках. Это мелкозернистые породы серого и темно-серого цвета, с grano- и лепидобластической структурой, сложенные в основном кварцем, биотитом и небольшим количеством олигоклаза, актинолита, тремолита, мусковита, хлорита, апатита, граната, кордиерита, циркона, эпидота и рудных минералов. Сланцы имеют слоистое строение, причем в некоторых обнажениях видна ритмичная слоистость, где мелкозернистые серые породы в подошве ритма сменяются черными тонкозернистыми слюдястыми разновидностями в кровле его. Мощность ритмичных слоев 6—8 см.

Для нижнепротерозойских образований оз. Коватарви устанавливается следующий разрез (по В. А. Соколову) снизу вверх:

1. Толща «плосчатых» амфиболовых, графитистых и других сланцев с прослойками кварцитов и пластами ортоамфиболитов. Мощность установленной части толщи около 60 м. Общая мощность в приведенном разрезе 280—300 м.

2. Толща карбонатных пород частично сильно скарнированных. Мощность 150—180 м.

3. Толща слоистых и ритмично-слоистых кварцевых биотитовых сланцев. Мощность видимой части около 70 м.

Соотношение описываемых пород с более древними образованиями на данном участке не установлено. В то же время отмечены факты сечения их более молодыми магматическими породами. М. А. Гилярова (1951 г.) описала в районе с. Колатсельги нижнепротерозойские («докарельские») зеленокаменные породы, пересеченные микроклиновыми гранитами, которые мигматизируют и архейские гнейсо-граниты. По данным В. А. Соколова, антиклинальная структура нижнепротерозойских образований восточнее и северо-восточнее оз. Коватярви срезается среднепротерозойскими метадиабазами. Отмечалось также прорывание описываемых пород гранитами рапакиви.

Соотношение нижнепротерозойских образований с осадочными породами среднего протерозоя неизвестно. Указание М. А. Гиляровой (1951 г.) на наличие между названными разновозрастными породами полимиктовых конгломератов не подтвердилось.

### СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Среднепротерозойские породы, занимающие в пределах описываемой полосы значительную площадь, образуют в целом синклинальную структуру общего северо-северо-западного простирания длиной до 25 км при ширине до 8—10 км. Южная часть западного крыла структуры тектонически срезана. Залегание пород обычно спокойное с падением крыльев под углом 15—30°, лишь в пределах узких зон тектонических нарушений (вдоль р. Колос, восточнее оз. Кодаярви и т. д.) наблюдаются углы падения до 60—70°.

Среднепротерозойские образования (ятулийские), относящиеся к онежской серии, представлены разнообразными по составу, пестрыми по литологическим особенностям осадочными породами: кварцито-песчаниками, песчаниками с карбонатным цементом, глинистыми (сланцевыми) и песчано-глинистыми (сланцевыми) шунгитовыми и другими сланцами и наиболее широко развитыми доломитами, различными по цвету, текстуре, структуре, характеру примесей и т. д.

Кроме того, к среднему протерозою относятся различные по структуре метадиабазы и метагаббро-диабазы.

Перечисленные выше породы образуют три толщи (снизу вверх).

1. Кварцито-песчаниковая толща, залегающая на гнейсо-гранитах, начинается древней корой выветривания гранитных пород, которая представляет собой неслоистую песчанисто-сланцевую породу темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Выше залегают серые мелкозернистые кварцито-песчаники, зеленовато-серые крупнозернистые аркозовые песчаники с прослоями песчано-глинистых сланцев и кварцевых конгломератов. В кварцито-песчаниках и сланцах отчетливо выражена горизонтальная слоистость. Структура кварцито-песчаников — псаммитовая и бластопсаммитовая, кварцевых конгломератов — псефитовая. Мощность кварцито-песчаниковой толщи непостоянна и колеблется в пределах 1—25 м, причем, севернее оз. Кода-Ярви кварцито-песчаники выпадают из разреза и на гнейсо-гранитах непосредственно залегают карбонатные породы.

2. Карбонатная толща, содержащая прослойки сланцев и песчаников, слагает наибольшую часть разреза среднего протерозоя и по сообществу карбонатных и терригенных пород (Соколов, 1958 г.) подразделяется на несколько неравных по мощности горизонтов (снизу вверх).

*Песчанико-доломитовый* горизонт, который снизу начинается кварцито-песчаниками с карбонатно-сланцевым цементом; далее следуют слюдистые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками, разнообразными доломитами и прослоями доломито-сланцевой конгломерато-брекчии, которые М. А. Гиляровой рассматривались как межформационные, разделяющие выделенные ею «докарельскую» и карельскую системы. Мощность горизонта 120—130 м.

*Сланцево-доломитовый* горизонт сложен в основном доломитами, разнообразными по цвету (чаще розовые, красноватые), зернистости, характеру включений (кварцевые, слюдистые) и другим признакам. Меньшим развитием пользуются кварцево-сланцевые, хлоритовые, серицито-хлоритовые и другие сланцы зеленовато-бурого, коричневого, буровато-серого и др. цветов. Несколько прослоев слагают песчаники с доломитовым цементом и доломитовые известняки. Мощность горизонта 250—300 м.

*Песчанико-доломитовый* горизонт с гематитом представлен разнозернистыми кварцевыми и железистыми доломитами, песчаниками и кварцитами, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами. Со всеми названными породами, переслаивающимися друг с другом, связаны скопления гематита, иногда образующие прослои собственно гематитовых руд мощностью 5—30 см. Несмотря на значительную литологическую пестроту пород горизонта, в их распределении наблюдается определенная закономерность. Вверх по разрезу увеличивается количество терригенного материала, вплоть до появления в кровле горизонта кварцито-песчаников с прослоями кварцевых конгломератов или с отдельными кварцевыми гальками. Мощность горизонта 50—70 м.

На описанный горизонт налегает *доломито-известняково-сланцевый* горизонт, который сложен талько-хлоритовыми, карбонатно-сланцевыми сланцами, переслаивающимися с разнозернистыми доломитами, доломитовыми известняками и известняками. Мощность горизонта 30—35 м.

В верхах карбонатной толщи располагается *доломитовый* горизонт, в составе которого выделяются разноцветные и разнозернистые кварцевые, кварцево-сланцевые доломиты. Мощность горизонта 30—35 м.

Во всех осадочных породах, слагающих карбонатную толщу, отчетливо выражена горизонтальная слоистость, в доломитах встречаются стидолитовые швы. Мощность этой толщи 500—550 м.

Разрез среднепротерозойских образований венчается шунгито-карбонатно-сланцевой толщей, которая начинается пачкой переслаивания серицито-хлорито-кварцевых тонкозернистых темно-серых сланцев с тонкой, отчетливой слоистостью и тонкозернистых светло-серых доломитов с горизонтальной и косой слоистостью. Мощность прослоев 5—30 см. Выше залегают черные серицито-кварцевые (шунгитовые) сланцы. Мощность толщи более 100 м.

Осадочные породы участка секутся дайками и пластовыми интрузиями диабазов и габбро-диабазов, которые имеют здесь широкое площадное развитие, приурочиваясь к верхней части разреза пород среднего протерозоя.

Нижняя стратиграфическая граница среднепротерозойских образований определяется их несогласным налеганием (у с. Луккола, с. Сола на берегу оз. Полви-Ярви и т. д.) на архейские гнейсо-граниты. Непосредственные взаимоотношения их с нижнепротерозойскими образованиями в районе не известны. Выше отмечалось, что крутая антиклинальная структура последних севернее оз. Коватарви срезается среднепроте-

розойскими метадиабазами, которые на других участках (Реккунсельга, около оз. Кода-Ярви и т. д.) образуют пластовые залежи среди пород верхней толщи среднего протерозоя. Здесь метадиабазы участвовали в складчатости последнего. Таким образом эти метадиабазы внедрились в складчатые структуры нижнепротерозойских пород и в недислоцированные образования среднего протерозоя, что может свидетельствовать о более молодом возрасте последних.

Верхняя стратиграфическая граница среднего протерозоя определяется гранитами рапакиви, которые образуют эруптивную брекчию с контактирующими нижнепротерозойскими сланцами и с среднепротерозойскими основными породами. Граниты рапакиви являются наиболее молодыми породами.

Протерозойские образования участка Туломозеро — Коватарви имеют ряд характерных особенностей, которые делают возможным сравнение их с протерозойскими образованиями северного Приладожья (районов Ладожского и оз. М. Янис-Ярви).

В составе двух нижних толщ нижнего протерозоя на рассматриваемом участке развиты скарнированные доломиты и доломитовые известняки, пара- и ортоамфиболиты, графитистые, амфиболовые сланцы, мелкозернистые сливные кварциты и другие породы, которые по литологическим (и петрографическим) свойствам являются аналогами таких же пород нижнего протерозоя Ладожского района (сортавальская серия). Правда, в характере распределения пород в вертикальных разрезах для каждого района имеются отличия, но это не уменьшает возможностей для их корреляции.

Верхняя толща нижнего протерозоя на данном участке, представленная слоистыми и ритмично-слоистыми кварцево-биотитовыми сланцами, имеет большое сходство с такими же породами, развитыми в пределах Ладожского района в составе ладожской серии. Подобно корреляцию «коватарвинских» пород с «приладожскими» допускал и В. М. Тимофеев (1935а).

Многие исследователи (Хаузен, Потрубович, 1955 г.; Соколов, 1957 г. и др.) отмечали большое литологическое сходство осадочно-метаморфических толщ, развитых по северным берегам озер М. Янис-Ярви и Туломозеро. Эти породы считались ятулийскими (по принятой терминологии «средний протерозой») на характеризуемом участке и в пределах района оз. М. Янис-Ярви, где действительно развиты сходные образования онежской серии, которые разделяются на три толщи, сменяющие друг друга в вертикальном разрезе. В основании разрезов залегают толщи слоистых кварцитов чаще серого цвета с псаммитовой структурой. В районе оз. Туломозеро мощность кварцито-песчаников достигает 25 м и под кварцитами залегает древняя кора выветривания, а в районе оз. М. Янис-Ярви, где мощность кварцито-песчаников достигает 500 м, в основании залегает толща конгломератов.

Карбонатные толщи в обоих районах представлены разнозернистыми и чаще красноцветными доломитами, с которыми переслаиваются песчаники, сланцы и другие породы. Среди них выделяются специфические по составу горизонты, являющиеся маркирующими при корреляции разрезов, например, гематито-терригенные. Мощность толщи в районе оз. Туломозеро достигает 550 м, а в районе оз. М. Янис-Ярви 320 м.

Верхние толщи в обоих районах начинаются пачками переслаивания черных сланцев и тонкозернистых доломитов, среди которых встречаются разновидности с косослоистыми сериями. Выше по разрезу коли-

чество доломитов уменьшается и преобладающими становятся кварцевослюдистые темно-серые шунгитовые сланцы, которые с достоверностью неизвестны в районе оз. М. Янис-Ярви. Установленные мощности верхних толщ, срезанных интрузивными диабазами, достигают 100—150 м.

Таким образом, в строении протерозойских образований рассматриваемого участка и участка оз. М. Янис-Ярви наблюдается ряд сходных, но одновременно и отличительных черт.

### ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

На территории Карельской АССР верхний протерозой, за исключением интрузивных габбро-диабазов и гранитов рапакиви, представлен иотнийской серией, распространенной исключительно в южной ее части, на Онежско-Ладожском перешейке.

Образования иотнийской серии издавна известны на западном берегу Онежского озера, где они занимают обширную площадь, простирающуюся на запад до верховьев р. Важенки (с. Кашканы) и от р. Свири на север до оз. Логмозеро. В. Мармо (V. Marimo, 1949) на основании косвенных геоботанических данных считает, что иотнийские песчаники распространены под сплошным покровом четвертичных отложений к северу до низовьев р. Суны. Наличие многочисленных ледниковых глыб кварцито-песчаников, аналогичных развитым на западном берегу Онежского озера, на островах Валаамского архипелага, в центральной части Ладожского озера, а также на его западном побережье явилось для В. Хакмана (Hakman, 1931) и К. О. Кратца (1950 г.) основанием предположить, что такие же иотнийские песчаники в настоящее время сохранились в депрессии северной части Ладожского озера и что они являются, вероятно, вмещающими породами для распространенных на Валаамских островах габбро-диабазов верхнепротерозойского возраста.

Благодаря своему положению между протерозойскими и палеозойскими образованиями рассматриваемые породы всегда привлекали к себе внимание исследователей. Первые отрывочные сведения о кварцито-песчаниках западного Прионежья относятся к XVIII в. и встречаются в работах Алопеуса, Энгельмана, Озерецковского и др. Первое обособленное представление об их стратиграфическом положении принадлежит Г. Гельмерсену (Helmersen, 1860), который установил на оз. Укшозеро (севернее г. Петрозаводска) конгломераты с обломками основных пород (эффузивов суйсарского комплекса) по его мнению, залегающие в основании кварцито-песчаников Онежского озера. Последние он рассматривал как более древние, чем распространенные к югу кембрийские отложения.

Позднее А. А. Иностранцев (1877), сопоставивший их с девонскими красноцветами, а затем и С. А. Яковлев (1903), который принял округлые пластинчатые включения в песчаниках гор. Петрозаводска за чешуи ганойдных рыб, считали эти породы девонскими.

В 1902 г. В. Рамсей, подтвердив выводы Гельмерсена о положении укшозерских конгломератов, впервые отнес кварцито-песчаники западного берега Онежского озера по сходству их с иотнийскими песчаниками Бьёрнборга к иотнию (верхний протерозой).

Отмеченные Валем (Wahl, 1907) в серых песчаниках Каменного бора (у г. Петрозаводска) обломки диабазов, принятые им за лапилли, послужили Седерхольму (J. Sederholm, 1932) основанием для объедине-

ния каменноборских песчаников вместе с подстилающими их основными экстрезивами (суйсарскими) в более древний отдел верхнего протерозоя — хогландий. К иотнию были отнесены развитые южнее красные кварциты с. Шокши.

Однако лапилли Валя в каменноборских песчаниках не были подтверждены В. М. Тимофеевым (1935а, в), который объединил кварцито-песчаники Каменного бора и с. Шокши в единую иотнийскую группу верхнепротерозойского возраста, выделив в ней толщу кварцито-песчаников каменноборского типа и более молодую толщу красных и малиновых кварцитов шокшинского типа, которые вместе образуют пологую вытянутую в северо-западном направлении синклинальную складку.

В отличие от Валя, считавшего эти отложения эоловыми, В. М. Тимофеев отнес к континентальным образованиям только верхние красные кварциты; нижележащие кварцито-песчаники каменноборского типа он рассматривал как осадки мелкого бассейна.

К. О. Кратц (1957 г., 1950 г., 1952 г.) кварцито-песчаники западного Прионежья отнес к отложениям поздних моласс карелид, слагающих структуру типа платформенной синеклизы.

В. Мармо (Marmo, 1949), изучавший северную часть территории иотнийских песчаников, снова указывает на одновозрастность кварцито-песчаников месторождения Каменного бора и эффузивов суйсарского комплекса и, как и ранее Седерхольм, соответственно выделил здесь нижнеиотнийские и верхнеиотнийские супракрустальные образования.

В 1949 г. Е. М. Михайлюк на Кондопожском полуострове в районе с. Кулмукса (оз. Нурмозеро) были установлены полимиктовые конгломераты с галькой суйсарских эффузивов и более древних пород и перекрывающие их аркозы, которые предположительно относятся к низам иотнийской серии.

Геологоразведочные работы, проводившиеся в 1935 г. на Каменноборском месторождении (В. С. Артамонов) и Шокшинском месторождении, позволили установить разрез и мощности отдельных частей этой серии. Для верхних горизонтов шокшинского разреза Розенкранцем высказывается мнение о дельтовом характере кварцито-песчаников.

Производившиеся Л. П. Галдобиной (1958) литологические исследования кварцито-песчаников снова привели ее к выводу о принадлежности каменноборских и шокшинских песчаников к единой иотнийской серии, более молодой, чем суйсарские эффузивы.

Южнее р. Свири (за пределами Карелии) буровыми скважинами было установлено непосредственное налегание раннепалеозойских (гдовских и ляминаритовых) отложений на кварцито-песчаники иотния (Петрова, 1957; Харитонов, 1955, 1957).

В ряде обобщающих работ по геологии дочетвертичных отложений Карело-Кольского региона, а также по вопросам геологии хогландия—иотния Балтийского щита А. А. Полканов (1936, 1939, 1956 а, б) и Л. Я. Харитонов (1957) высказываются в пользу более позднего, послепротерозойского-эопалеозойского (эокембрийского) возраста песчаников и кварцито-песчаников Юго-Восточной Карелии. В связи с этим отмечается, что эти образования, согласно подстилающие в пределах Русской платформы отложения палеозоя, характеризуются сходным с ним структурным планом.

Аналогичные и обычно сравниваемые с иотнийскими отложениями Юго-Восточной Карелии кварцито-песчаники Терского берега и Турьего мыса на Кольском полуострове относятся Л. Я. Харитоновым (1957)

также к эокембрию на том основании, что в конгломератах, подстилающих кварцито-песчаники содержатся галька щелочных пород и они сами в свою очередь прорываются щелочными породами (по Ожинскому, 1936). Эти щелочные базальты в настоящее время считаются раннекаледонскими (эокембрийскими).

Более поздние исследования К. А. Шуркина (1958 г.) показывают, что «конгломераты» Турьего мыса представляют собой довольно широко развитые в этом районе, но более поздние, чем кварцито-песчаники, своеобразные обломочные породы, сцементированные щелочными базальтами каледонского возраста, заполняющими трещины и трубки взрыва (?) в более древних породах. Во всяком случае, имеющиеся данные показывают, что иотнийские кварцито-песчаники Карелии, как и Кольского полуострова, являются более древними, чем нижнепалеозойские (эокембрийские) образования. По абсолютному возрасту гранитов рапакиви (а косвенно и иотнийских габбро-диабазов) в  $1620 \cdot 10^6$ — $1640 \cdot 10^6$  лет иотнийские кварцито-песчаники следует рассматривать в составе верхнего протерозоя.

Иотнийские отложения западного берега Онежского озера образуют пологую синклинальную структуру северо-западного простирания, замыкающуюся в районе г. Петрозаводска. Падение пород обычно под углами  $10$ — $12^\circ$ , редко  $20$ — $25^\circ$ . В ряде складки они имеют горизонтальное залегание. Как исключение, в районе с. Кашканы наблюдается более крутое падение до  $60$ — $70^\circ$ , что связано с образованием флексуобразной складки. Синклиналь нарушена мелкими крутыми сбросами, пре-красно выраженными в северо-восточном крыле ее, вдоль берега Онежского озера.

Рассматриваемые породы в основном представлены различной окраски и зернистости песчаниками и кварцито-песчаниками. В подчиненном количестве развиты песчано-глинистые сланцы, алевролиты и алевропелиты, которые прорваны пластовыми интрузиями габбро-диабазов.

В составе иотнийской серии по В. М. Тимофееву (1935) и Л. П. Галдобиной (1958) выделяются две последовательные, но литологически разные толщи. В составе нижней (каменноборской) толщи преобладающее значение имеют различных оттенков серые, зеленоватые, почти черные песчаники. Верхняя (шокшинская) толща в основном сложена малиново-красными песчаниками. Детальные литологические исследования иотнийских отложений последних лет позволяют с большей уверенностью сопоставлять отдельные части разреза этой серии, наблюдаемые в разобщенных районах западного Прионежья и восстановить особенности ее внутреннего строения.

Каменноборская толща распространена в районе месторождения Каменного бора. Породы, слагающие ее, также известны на берегах Шокшинского и Шелтозерского заливов и залива Яни-губа Онежского озера, у с. Шелейки и в ряде других мест. Толща сложена песчаниками различных оттенков — серыми, зеленоватыми, почти черными, перемежающимися с маломощными прослоями песчано-глинистых сланцев, алевролитов и алевропелитов и содержащими небольшой мощности и протяженности линзы и прослои конгломератов и брекчий. Местами наблюдается ритмичность мощностью в  $5$ — $20$  м.

В основании каменноборской толщи залегает маломощный слой конгломератов оз. Укшозеро, перекрывающих вулканогенные породы суйсарской серии и содержащих гальку последних. По-видимому, к ба-



зальным же образованиям иотнийской серии относятся аркозы и конгломераты оз. Нурозеро (с. Кулмуksа), в которых наблюдается также галька осадочных пород среднего протерозоя (Михайлюк, 1949 г.).

Нижняя толща более полно представлена в районе месторождения Каменного бора, разрез которого дополняется выходами этой толщи у Шокшинской губы, где по совокупности литологических признаков в ее составе Л. П. Галдобина (1958) выделяет три последовательные снизу вверх пачки.

*Нижняя пачка* состоит из розовато-серых, зеленовато-серых, средне- и крупнозернистых песчаников с тонкими прослоями алевролитов и песчано-глинистых сланцев мощностью до 1 м. В песчаниках беспорядочно разбросаны обломки кварцита, кремнистых сланцев и шунгитовой породы. Редко наблюдается косая слоистость.

Породы этой пачки состоят из окатанного обломочного материала, представленного кварцем, небольшим количеством калиевого полевого шпата и плагиоклаза и ничтожным — турмалина, циркона и апатита и сцементированного глинистым материалом. Отдельные разности пород отличаются друг от друга крупностью зерна, количественными соотношениями минералов обломочной фракции, а также глинистым цементом. Содержание последнего составляет 20—35% в алевролитах и до 70% в глинистых сланцах. В мелкозернистых песчаниках наблюдаются серые пятна, обусловленные присутствием карбоната. Мощность 100 м.

*Средняя пачка* сложена зеленовато-серыми, мелко-, и средне- и крупнозернистыми песчаниками с тонкими прослоями алевролитов и алевропелитов и песчано-глинистых сланцев и линзами темно-серых грубозернистых песчаников с четкой косой слоистостью. В низах этой пачки залегают светло-серые песчаники, обогащенные крупными обломками отмеченных выше пород, сцементированные халцедоном. Здесь же наблюдаются линзы темно-серых крупнозернистых песчаников. В районе месторождения Каменного бора в породах этой пачки в большом количестве наблюдается крупнообломочный материал, представленный кварцитом, кремнистым сланцем, халцедоном, шунгитовой породой, габбро-диабазами и измененными порфиридами, местами обособленными в линзы брекчий. Встречаются также линзы темно-серых (почти черных) крупнозернистых песчаников мощностью 2—10 м, содержащих тонкораспыленное углистое вещество и пластинчатые обломки углисто-глинистого сланца. В верхней части рассматриваемой пачки присутствуют прослойки среднезернистых песчаников, обогащенных цирконом и рудными минералами (магнетитом). Мощность 225 м.

*Верхняя пачка* состоит из розовато-серых, зеленовато-серых мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников с тонкими прослоями мелкозернистых тонкослойистых песчаников, содержащих прослойки, сложенные обломочками магнетита и циркона. Встречаются маломощные линзы конгломерата с хорошо окатанной галькой кварца. Местами сохранилась слоистость. В цементе розоватых песчаников присутствует карбонат. Разрез этой пачки завершается прослоем мелкогалечного конгломерата. Мощность 50 м.

Характерной особенностью пород третьей пачки является отсутствие алевролитов и алевропелитов.

Третья пачка хорошо представлена в районе Шокшинского полуострова, где она непосредственно подстилает шокшинскую толщу.

Мощность каменноборской толщи не менее 375 м.

Шокшинская толща наиболее типично представлена на Шокшинском полуострове. Породы, слагающие ее, также известны в районе оз. Лососиного и сел Педасельга, Ладва, Матвеева сельга, оз. Логм-озеро и других местах. Она согласно, но резко сменяет подстилающую каменноборскую толщу. В ее составе участвуют розовые, серовато-розовые, красные и малиновые кварцевые песчаники и кварцито-песчаники, содержащие маломощные пропластки глинисто-сланцевых сланцев, алевролитов и гравелитов.

В отдельных горизонтах наблюдается то грубая, то тонкая косая слоистость. Местами отчетливо развиты знаки ряби, трещины усыхания и следы капель дождя.

В составе шокшинской толщи выделяются пять последовательных пачек (сверху вниз):

*Первая пачка* состоит из светло-розовых и серовато-розовых кварцито-песчаников с сиреневатым оттенком со знаками ряби на поверхностях напластования. Мощность 5 м.

*Вторая пачка* представлена глинисто-сланцевыми сланцами с обломочным кварцем и значительной примесью слюдястых минералов. Они перемежаются с алевролитами и часто мелкозернистыми песчаниками. Мощность 5 м.

*Третья пачка* отличается наличием в своем составе красных (шокшинских) кварцито-песчаников с широким развитием знаков ряби на поверхностях напластования. Кроме того, песчаники характеризуются высоким содержанием (до 97%) зерен кварца, окруженных оболочкой окислов железа. Спорадически встречаются зерна турмалина, магнетита, апатита и кремнистые породы. Мощность 14 м.

*Четвертая пачка* состоит из малиновых кварцито-песчаников, толстоплитчатых с крупномасштабной косой слоистостью (Шокшинский полуостров) и тонкоплитчатых с горизонтальной слоистостью и обилием знаков ряби, трещин усыхания и следов капель дождя на плоскостях напластования. По составу они близки подстилающим их красным кварцито-песчаникам. В верхней части пачки окраска становится красновато-сиреневой. Мощность 17 м.

*Пятая пачка* сложена розовыми кварцевыми песчаниками с мелко-масштабной косой слоистостью. В основании пачки залегает гравелит с обломочками кварцита, кремнистой породы и темно-малинового сланца. Обломочный материал в породах сортирован. Цемент перекристаллизован. Мощность 40 м.

Мощность шокшинской толщи составляет только 80 м. Верхняя часть неизвестна и, возможно, уничтожена эрозией. Непосредственный верхний контакт с перекрывающими породами известен за пределами Карелии (южнее р. Свири), где он был установлен в Подпорожской (Гонгинской) скважине. Здесь кварцито-песчаники перекрываются гдовскими песчаниками нижнего палеозоя.

Мощность всего разреза иотнийской серии западного Прионежья достигает 450 м.

В противоположность мнению Валя о наличии лапилли в составе каменноборской толщи, Л. П. Галдобина такие включения рассматривает как обломки метапорфиритов, которые были принесены с севера.

Характер меняющейся косой слоистости (потокового и прибрежного типа) в каменноборской толще и обилие знаков ряби также прибрежного типа приводят Л. П. Галдобину к выводу, что иотнийские осадки отлагались в условиях крайнего мелководья в областях низмен-

ной суши, и только в районе с. Шокша красные и малиновые кварцито-песчаники являлись устьевыми дельто-речными образованиями. Обломочный материал в основном приносился с северо-запада.

Касаясь изменения иотнийских отложений, Л. П. Галдобина присоединяется к представлениям А. В. Хабакова, который считает, что перекристаллизация их не связана с термальным воздействием интрузий габбро-диабазов. В данном случае имеет место осадочное ранне-диагенетическое окаменение сливных кварцито-песчаников.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из приведенных выше данных, к протерозою отнесены разнообразные по составу и степени метаморфизма супракрустальные образования, характеризующиеся различными типами и интенсивностью дислокаций и различным отношением к интрузивному магматизму разного возраста и, соответственно этому, расчлененные на три подгруппы (комплексы).

Нижний протерозой, или нижнекарельский комплекс охватывает мощные, типично геосинклинальные интенсивно складчатые образования. Нижнепротерозойские породы прорваны разновозрастными интрузиями гранитоидов и регионально метаморфизованы до стадии амфиболитовой или зелено-сланцевой метаморфических фаций. Они слагают ряд крупных и сложных по строению синклинорных зон в пределах Карельского района.

Наиболее древние образования нижнего протерозоя представлены толщами, сложенными разнообразными сланцами, амфиболитами, частью гнейсами, содержащими железорудные породы (магнетитовые сланцы и кварциты), которые выделены под названием гимольской серии. Последняя распространена в Западно-Карельской синклинорной зоне (Западная и часть Южная Карелия). По-видимому, к этой серии также должны быть отнесены породы, слагающие участки, характеризующиеся повышенным магнитным полем (магнитные аномалии в районах с. Пряжа — озер Сям-Озеро, Лендозеро и др.). В Западной Карелии гимольская серия через базальные конгломераты залегает на архейских гранитоидах и несогласно перекрывается более молодыми нижнепротерозойскими эффузивами типа тунгудско-надвоицкой серии.

Парандовская серия спилито-кератофиро-сланцевого состава наиболее полно и типично представлена в Восточно-Карельской, юго-западной части Западно-Карельской и северо-восточной части Восточно-Финляндской синклинорных зонах. Несогласное залегание парандовской серии на архейских образованиях, наличие гальки последних в базальных конгломератах ее, с одной стороны, и непосредственное налегание на нее эффузивов тунгудско-надвоицкой серии (Восточно-Карельская зона), с другой, а также присутствие амфиболовых и магнетитовых кварцитов в составе парандовской серии (участок оз. Ведло-Озеро — с. Хаутовара — оз. Кивач) свидетельствуют об одновозрастности ее с отмеченной выше гимольской серией (Западно-Карельская зона).

Нижнепротерозойские филлитовидные и другие сланцы района с. Койкары (Юго-Восточный район) по их литологическим особенностям и северо-западного побережья оз. Сег-Озеро (Северный район) по их стратиграфическим соотношениям с эффузивами тунгудско-надвоицкого типа условно относятся к парандовской серии. При дальнейших исследованиях не исключена возможность установления этого типа по-

род и в Северо-Карельской синклинойной зоне, и в первую очередь в подзоне Куоляярви—Соваярви, где местами наблюдаются породы, аналогичные образованиям, слагающим парандовскую серию, но в настоящее время по возрасту условно сопоставляемые с тунгудско-надвоицкой серией.

К группе древних серий нижнего протерозоя также относится тикшеозерская серия, отличающаяся присутствием мощных толщ высокоглиноземистых гнейсов и сланцев. Распространенная в восточной части Северо-Карельской синклинойной зоны, она, по-видимому, обнаруживает те же несогласные соотношения с архейскими образованиями, какие были отмечены для гимольской и парандовской серий. Одновременно устанавливается некоторое литологическое сходство тикшеозерской серии с парандовской серией района оз. Пибозеро (Восточно-Карельская синклинойная зона), но последняя, однако, характеризуется более широким распространением параамфиболитов, которые соответственно моложе парасланцев (частью высокоглиноземистых). Соотношение гнейсо-сланцевой толщи тикшеозерской серии Ириногорской подзоны с кварцито-амфиболо-сланцеватой толщей Кукасозерской подзоны остается окончательно невыясненным. Одни исследователи склонны рассматривать эти толщи как синхронные фациально различные образования (Кратц и Демидов, 1953 г.), другие высказывают мнение о залегании кварцито-амфиболо-сланцевой толщи на гнейсо-сланцевой толще (Перевозчикова, 1957).

К более молодым образованиям нижнего протерозоя относятся существенно вулканогенные (основные эффузивы и кварцевые кератофиры) толщи, которые в Восточно-Карельской синклинойной зоне выделены в тунгудско-надвоицкую серию. Такие же породы известны и в Западно-Карельской синклинойной зоне. Эти вулканогенные образования несомненно моложе парандовской серии, залегая на ней согласно (?) или с локальным несогласием (Восточная и Южная Карелия), а также гимольской серии, которую они перекрывают с угловым несогласием (Костамукшский и Гимольский участки). В свою очередь, на них также несогласно залегают базальные конгломераты и кварциты среднего протерозоя (Хедозерско-Большезерский и другие участки).

В ряде случаев отмеченные эффузивы и связанные с ними осадочные породы четко еще не отделены от парандовской серии (районы с. Койкары и др.) и среднего протерозоя (район ст. Надвоицы, оз. Шомб-озеро и др.). Особенно это следует отметить для западной части Северо-Карельской синклинойной зоны (район озер Куола-Ярви, Пана-Ярви, Кукас-Озеро и др.), где к образованиям, сопоставляемым по возрасту с тунгудско-надвоицкой серией, наряду с типичными для последней породами (основные и кислые эффузивы и др.) условно отнесены и такие, для которых при будущих исследованиях возможно установится частью более древний (парандовская серия), частью более молодой (среднепротерозойский) возраст.

Особое положение занимает ладожская серия ритмично-слоистых высокоглиноземистых сланцев и подстилающие ее амфиболовые и другие сланцы и карбонатные породы (сортавальская серия), распространенные в северном Приладожье (Восточно-Финляндская синклинойная зона).

Ладожская серия, как это изложено выше, древнее среднепротерозойских образований района оз. М. Янис-Ярви, т. е. нижнепротерозойской. Сортавальская серия, подстилающая сланцы ладожской серии по

соотношениям с другими супракристалльными и интрузивными комплексами и по литологическим особенностям и по возрасту условно сопоставляется с парандовской серией, хотя в настоящее время нельзя исключить возможность ее и более молодого возраста.

Средний протерозой или верхнекарельский комплекс в отличие от нижнего протерозоя представлен относительно слабо метаморфизованными осадочными и магматическими образованиями. Отложение осадков в этот период сопровождалось магматической деятельностью, обусловившей образование в основном интрузивных пород—силлов основного состава, и только к концу формирования комплекса имела место интенсивная вулканическая деятельность, представленная экструзивными породами основного и частью ультраосновного состава, которые приурочены к двум обособленным участкам.

Среднепротерозойские образования пользуются меньшим распространением по сравнению с нижнепротерозойскими. Они слагают пологие складчатые структуры—мульды и вытянутые синклинали, резко несогласные по отношению к более древнему складчатому фундаменту.

Наиболее широко распространенными являются относительно слабо метаморфизованные и сравнительно небольшой мощности континентальные (конгломераты, кварцито-песчаники) и мелководные, большей частью лагунные (карбонатно-сланцевые) отложения, прорванные гипабиссальными интрузиями основных пород.

Сегозерская серия, существенно конгломерато-кварцито-песчаниковая, развита в районе озер Сег-Озеро, Янг-Озеро, Елм-Озеро, Онд-Озеро и др., тогда как к югу она сменяется онежской серией, в составе которой нередко преобладающее развитие имеют карбонатные породы, глинистые, шунгитовые и другие сланцы. В Северной Карелии достоверные среднепротерозойские отложения этого типа установлены пока в небольшом количестве. Возможно, что в дальнейшем новые более широкие площади этих отложений в пределах Северо-Карельской синклинойной зоны будут выделены из состава тунгудско-надвоицкой серии (см. выше).

К верхам среднего протерозоя отнесены вулканогенные серии—суйсарская и ветреного пояса, имеющие ограниченное распространение в Южной и Восточной Карелии. Эти основные и ультраосновные экструзивы с подчиненными им глинисто-кремнистыми сланцами, по-видимому, залегают согласно на породах онежской серии, хотя некоторые исследователи (Гиляров, 1955) допускают наличие между ними несогласия.

Отложения среднего протерозоя по отношению к нижнепротерозойским геосинклиналильным образованиям по литолого-фациальным, структурно-тектоническим и другим особенностям представляют собой образования заключительного этапа развития Карельской геосинклинали, составляя ее верхний структурный ярус.

Верхнепротерозойские отложения (иотнийский комплекс), представленные маломощными континентальными и мелководными пестроцветными и красноцветными песчаниками, кварцито-песчаниками, реже алевролитами и песчано-глинистыми сланцами, слагают широкую пологую, нарушенную сбросами впадину—на Онежско-Ладожском перешейке в Южной Карелии. В северо-западном Прионежье они залегают несогласно через конгломераты на породах суйсарской серии. Возможно также наличие аналогичных пород в северной, подводной части Ладожского

озера. Эти отложения всеми исследователями относятся к платформенным образованиям, которые, в отличие от среднего протерозоя, сопровождаются основными интрузиями платформенного типа.

Таким образом, отмеченные выше три крупные разновозрастные подгруппы, относящиеся соответственно к нижнему, среднему и верхнему протерозою, отражают три крупных последовательных этапа геологического развития рассматриваемой территории — ранний — геосинклинальный, промежуточный — переходный и поздний — платформенный.

Как уже не раз отмечалось выше, все же остается еще целый ряд неясных вопросов, касающихся расчленения комплексов протерозойских отложений, развитых в различных районах республики; возрастных соотношений, выделяемых стратиграфических подразделений и т. д. Все эти вопросы вызывают разные толкования и мнения.

Если расчленение карельских образований на две разновозрастные группы в настоящее время можно считать решенным, то стратиграфическое положение их и соответственно вопрос о границе между археем и протерозоем являются предметом острых дискуссий. Так, М. А. Гилярова (1948а, 1948б, 1949б) проводила границу между археем и протерозоем по перерыву и несогласию имевших место после накопления и складчатости геосинклинальных толщ (нижнепротерозойских в данном томе). Однако единство развития нижекарельских собственно геосинклинальных и вышекарельских терригенно-карбонатных отложений, отражающих два главных этапа развития одной (карельской) геосинклинали, послужило основанием для отнесения их к протерозою (Кратц, 1955).

Это представление находит подкрепление в наличии базальных нижекарельских конгломератов с хорошо окатанной галькой архейских пород, залегающих на глубоко размытых гранитоидах и мигматитах архея (гимольская и парандовская серии). Все это свидетельствует об огромном перерыве и несогласии между нижекарельским комплексом и архейскими образованиями.

В отличие от других исследователей, Л. Я. Харитонов (1955, 1957) не отрицая перерыва и несогласия в основании гимольской и парандовской толщ, отнес к верхнему архею одну железорудную формацию (гимольскую серию), не считая возможным отделить ее от железорудных гнейсов Кольского полуострова, которые всеми исследователями считаются архейскими.

Вместе с тем новые находки таких же железорудных пород в составе нижепротерозойских толщ Кольского полуострова (Печенгско-Варзугская зона), как и аналогичные образования в Финской Лапландии и Северной Швеции, которым в настоящее время многими исследователями приписывается карельский (нижнепротерозойский) возраст, не могут не иметь значения для решения проблемы возраста железорудной формации Карелии. Наконец, нахождение амфиболовых и магнетитовых кварцитов в составе парандовской серии (участок оз. Ведло-Озеро—с. Хаутовара — оз. Кивач) также не позволяет рассматривать эти серии как разновозрастные.

Предметом острой дискуссии является и тунгудско-надвоицкая серия. Л. Я. Харитонов рассматривает образования, отнесенные к этой серии, в Восточно-Карельской зоне как верхнепротерозойские (сегозерские), но более древние, чем образования, включаемые им в состав онежской системы (свиты). М. А. Гилярова часть пород этой серии считает карельскими, а часть докарельскими. Кроме того, предположительно не-

которые вулканогенные породы, включенные в состав тунгудско-надвоицкой серии, она относит к более молодому суйсарскому вулканическому комплексу.

Целесообразность выделения тунгудско-надвоицкой серии, а также объем и соотношения ее с другими как более древними, так и более молодыми породами является одним из основных вопросов будущих работ.

В настоящее время снова поднимают вопрос о возрасте ладожской серии. В противоположность представлениям о принадлежности ее к верхнему архею (Судовиков, 1954), а также нижнему протерозою (как в данном томе), Л. Н. Потрубович (1955 г.) и Л. Я. Харитонов (1957), как и ранее Х. Вейринен (Väyrynen, 1929) (для района оз. Б. Янис-Ярви) высказывают мнение о постятулийском возрасте Ладожской серии. Однако с этой точки зрения, по мнению большинства исследователей, многие геологические особенности Северного Приладожья пока не находят удовлетворительного объяснения. Прежде всего, это касается характера сочленения ладожской и сегозерской (ятулийской) серий в районе оз. М. Янис-Ярви, резкого различия в их тектонике и сопровождавшего ее магматизма. Еще менее понятным становится юго-западный край распространения сланцев ладожской серии, которые здесь исчезают среди интенсивно мигматизированных и гранитизированных образований. Нельзя ожидать решения этих вопросов без дальнейших литолого-фациальных и структурно-тектонических исследований указанных серий. Так как ятулийские отложения, относительно которых в данном случае решается вопрос о возрасте ладожской серии, имеют здесь ограниченное распространение, возможно, что выяснение некоторых сторон этой проблемы следует искать на соседней территории Восточной и Южной Финляндии, которая среди финских исследователей также еще не находит единого толкования.

Так, Х. Вейринен для Восточной Финляндии принимает несогласное залегание на ятулии калевийских филлитов, которые он сопоставлял с филлитами района оз. Б. Янис-Ярви. С другой стороны, уже И. И. Седерхольм указывал на постепенный переход ладожских сланцев северного Приладожья в сильно мигматизированные доятулийские (верхне-архейские по Седерхольму) образования Южной и Юго-Восточной Финляндии.

Лучше изученными из докембрийских образований Карелии являются отложения, относимые к среднему протерозою. Несмотря на это, мнения о стратиграфическом их расчленении резко расходятся. Большинство геологов принято рассматривать их в составе неразделенного несогласиями или периодами интрузивного магматизма единого комплекса, который начинается с отложений своеобразных сариолийских (по П. Эскола) образований (тиллитоподобные и другие конгломераты и аркозы), сменяющихся вверх кварцито-карбонато-сланцевой голщей (ятулий).

Л. Я. Харитонов (1955, 1957), придерживаясь высказанного им ранее представления (Харитонов, 1938, 1941), расчленяет эти отложения на две свиты (системы), сегозерскую и более молодую, онежскую, которые относит к верхнему протерозою.

По Л. Я. Харитонову, онежская свита в некоторых зонах (Центральная Карелия) залегает согласно на первой, тогда как в других (Восточная Карелия) отделена от нее периодом складчатости и связанного с ней внедрения гранитов. Тем самым он выделяет разные струк-

турно-фациальные зоны, различающиеся по характеру осадконакопления, времени проявления складчатости и интрузивного магматизма (Харитонов, 1955, 1957). Согласно представлениям Л. Я. Харитонova (1957), в протерозое Карелии (за исключением иотния, который он относит к эокембрию) выделяются три периода складчатости и интрузивного магматизма, проявившиеся последовательно в различных структурно-фациальных зонах (доверхнепротерозойский, внутриверхнепротерозойский, постверхнепротерозойский — доиотнийский).

Как видно из изложенного, помимо вопроса о возрасте ладожской серии, затронутого выше, существенным для правильного понимания геологии протерозоя Карелии является вопрос о стратиграфических соотношениях сегозерских и онежских отложений, которые одними геологами считаются разновозрастными, а другими одновозрастными. Большую роль при решении этого вопроса должны сыграть детальные литологические и тектоно-фациальные исследования среднепротерозойских отложений, которые пока только начаты, но уже начинают принести первые результаты. Не следует также исключать и необходимости палеофлористических исследований, которые, возможно, окажут существенную помощь при корреляции рассматриваемых отложений, развитых в различных структурно-фациальных зонах.

Вопрос о стратиграфическом положении иотнийских отложений Южной Карелии, как и подстилающей их суйсарской вулканической серии, не является новым. Вулканогенные образования суйсарской серии (суйсарский вулканический комплекс) сначала Ю. Вальм (Wahl, 1908), а затем В. Мармо (Marmo, 1949) считались одновозрастными с петрозаводскими песчаниками верхнего протерозоя, с которыми они были отнесены И. Седерхольмом (Sederholm, 1932) к хогландию (или нижнему иотнию). У советских геологов не остается сомнения в позднекарельском возрасте суйсарских экструзивов, который вновь подтверждается как анализом их петрологии (Полканов, 1956б), так и новыми фактами налегания петрозаводских песчаников через базальные конгломераты на вулканических породах суйсарской серии (Михайлюк, 1950). Также не имеет единого решения и вопрос о соотношениях суйсарских вулканитов с подстилающей онежской серией. Наряду с общепринятым мнением об их согласном залегании допускается возможность наличия между ними перерыва и несогласия (Гилярова, 1956).

Иотнийские песчаники Южной Карелии, считавшиеся Н. Гельмерсеном наиболее молодыми докембрийскими, а затем А. А. Иностранцевым (1877) и С. А. Яковлевым (1909) девонскими отложениями, после работ В. Рамсея (Ramsay, 1904—1905) стали относиться всеми исследователями к верхнему протерозою. Однако после 1945 г. в связи с обширными исследованиями палеозойских отложений Русской платформы, наряду с представлениями о верхнепротерозойском возрасте иотнийских песчаников (Шатский, 1946, 1953 и др.), начали высказываться мнения об их последокембрийском возрасте (Люткевич, 1950).

А. А. Полканов (1955в, 1956б), анализируя иотнийские отложения Балтийского щита, находит возможным сравнивать их с нижними спаррагмитами Скандинавских каледонид и одновременно высказывает мнение об их эопалеозойском возрасте. Л. Я. Харитонов (1955, 1957), как и А. А. Полканов, считает их нижним членом осадочного чехла Русской платформы и также относит к постпротерозойскому — эокембрийскому возрасту. Подтверждение этому Л. Я. Харитонов видит в том, что иотнийские отложения Южной Карелии сохранились в синклиналиных по-



гружениях, находящихся на северо-западном продолжении раннепалеозойских синеклиз Русской платформы.

Однако приходится в настоящее время считаться с такими фактами, как результаты определения абсолютного возраста гранитов рапакиви, дающие цифры в  $1620 \cdot 10^6$ — $1640 \cdot 10^6$  лет, которые не согласуются с представлениями о эокембрийском возрасте верхнепротерозойских образований Карелии. Согласно радиологическим данным, гранитам рапакиви по возрасту близки габбро-диабазы, прорывающие отложения иотнийской серии Западного Прионежья. Нельзя при этом не учитывать данные о залегании древнепалеозойских отложений южной окраины Балтийского щита и смежной части Русской платформы то на иотнийских песчаниках (район среднего течения р. Свири), то на более древних кристаллических образованиях докембрия (Юго-Восточная Карелия, Юго-Восточное Приладожье, Карельский перешеек), а также анализа геологической истории (Полканов, 1939, 1956 б, в, Кратц, 1950г) в иотнийскую эпоху, который свидетельствует о расчленении единой Восточно-Европейской платформы на Балтийский щит и окружающую его относительно опущенную часть — платформу, сопровождавшемся интенсивным кислым и основным платформенным магматизмом, проявившимся вдоль всей южной окраины щита. Указанное скорее всего свидетельствует не только о существовании складчатых структур иотния, но и об их глубоком размыве до отложения раннепалеозойских осадков. Хотя отмеченное выше говорит в пользу верхнепротерозойского возраста отложений иотнийской серии, вопрос о положении границы между протерозоем и палеозоем на рассматриваемой территории удовлетворительно пока еще не решен.

Следует отметить здесь и новые данные определения абсолютного возраста. При оценке последних в отношении докембрийских образований Карелии следует руководствоваться наиболее достоверными цифрами возраста поздних микроклиновых гранитов архея Беломорского района ( $1950 \cdot 10^6$ — $2000 \cdot 10^6$  лет) и величиной возраста верхнепротерозойских гранитов рапакиви ( $1620 \cdot 10^6$ ). Как уже неоднократно отмечалось, многочисленные определения абсолютного возраста нижнепротерозойских осадочно-метаморфических пород и гранитоидов дают цифры ( $1770 \cdot 10^6$ — $1860 \cdot 10^6$  лет), которые хорошо укладываются в указанные пределы и хорошо увязываются между собой.

\* \* \*

Как видно из изложенного, вместе с разработанными за последние годы новыми представлениями о стратиграфии протерозоя, ряд важных вопросов остается еще спорным. Причину следует видеть прежде всего в плохой обнаженности и значительной разобщенности, вследствие глубокой эрозии, площадей и зон распространения протерозойских образований, что при отсутствии таких надежных критериев, как палеонтологические данные, затрудняет достоверную корреляцию разрезов отдельных толщ и даже серий метаморфических пород и допускает при их сопоставлении различные условия и известную субъективность. Наряду с этим необходимо отметить, что в последнее время этот пробел в некоторой степени сокращается благодаря применению при изучении Карельского докембрия методов тектоно-фациального и структурно-геологического анализов. Выделение основных возрастных подгрупп протерозоя, как и корреляция отдельных более крупных стратиграфи-

ческих подразделений подтверждается в некоторой степени также имеющимися в настоящее время радиологическими данными, не позволяющими, однако, произвести пока более детальное расчленение протерозойских образований.

Многие имеющие место условности в расчленении протерозойских образований, главным образом при сопоставлении их разрезов разных структурных зон, в первую очередь отражающиеся на геологических картах, определяются неравномерной геологической изученностью территории республики. По сравнению с относительно хорошо изученным протерозоем Юго-Восточной Карелии расчленение нижнепротерозойских и среднепротерозойских образований Центральной и частью Юго-Западной Карелии продолжает вызывать разногласия.

Можно думать, что будущие более детальные структурные и литолого-фациальные исследования протерозойских образований позволят выделить в этих районах более широкое развитие среднего протерозоя. Такое же положение имеет место и для Северной Карелии и особенно для крайней западной части ее, где достигнуты все же некоторые успехи в установлении разреза протерозойских толщ. Однако до сих пор встречаются затруднения в сопоставлении разрезов этих толщ даже в пределах одной зоны, а также при определении положения их в общей стратиграфической схеме докембрия республики. Из условно относимых здесь к тунгудско-надвоицкой серии нижнего протерозоя образований (см. геологическую карту) в дальнейшем несомненно выделятся как более молодые — среднепротерозойские, так и более древние нижнепротерозойские супракрустальные толщи.

Дальнейшее изучение стратиграфии протерозоя Карелии с применением новых более современных методов и принципов анализа позволят не только разрешить имеющиеся спорные вопросы, но и полнее осветить вопросы тектоники и магматизма карелид и вместе с тем более достоверно установить основные закономерности размещения полезных ископаемых, как основу их дальнейших поисков.

В табл. 12 приводится сопоставление нижнепротерозойских и среднепротерозойских толщ Карелии по выделенным структурным зонам.

## ПАЛЕОЗОИ

Палеозойские отложения известны в Карелии только на ее южных окраинах, будучи развиты небольшими участками, на Ладожско-Онежском перешейке и восточнее Онежского озера. Эта площадь входит в пределы краевой области развития на Русской платформе палеозойского чехла, непосредственно примыкающей к южному склону Балтийского кристаллического щита. Палеозой представлен здесь тремя системами: кембрийской, девонской и каменноугольной.

Геологические данные по палеозою очень скудны. Имеется лишь несколько разрезов скважин, пробуренных близ г. Олонца, главным образом в связи с изучением природы Олонецкой магнитной аномалии (Виленский, Зуммер, 1950 г, Шемелин, 1953 г) и восточнее Онежского озера — на Пудожском тракте, при геологической съемке масштаба 1 : 200 000 (Кондиян А. Г. и О. А., 1953 г.) и в долине р. Водлы, в связи с проводившимися здесь гидротехническими изысканиями (Перепускова, 1956 г.). Единичные незначительные обнажения каменноугольных — протвнских и подольских известняков известны по берегам рек Кодины и Паланги (Бархатова, 1941; Кондиян, 1953 г.).



Однако для прилегающих с юга и востока площадей имеются более обширные геологические материалы, которые помогают составить достаточно полное представление о толще палеозойских пород описываемого района. Дробно расчлененный разрез кембрия и девона дает Гонгинская скважина, пробуренная примерно в 50 км к югу от границы Карелии (Пахтусова, 1955 г; Перевозчикова, 1957 г.). На восточном берегу Онежского озера и в нижнем течении впадающих в него рек известны многочисленные обнажения верхнего девона и нижнего и среднего карбона, изученные В. П. Бархатовой (1941), Б. С. Соколовым (1946), М. М. Толстихиной (1947 г.) и др., а также имеются скважины, заложенные при инженерно-геологических работах (Душкевич, Потулова, Токарев, Порывкин и др.).

### КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения распространены в Карелии на всей площади развития палеозоя, трансгрессивно залегая на сильно размытой неровной поверхности архейских и протерозойских пород. На Ладожско-Онежском перешейке кембрий лежит непосредственно под четвертичными отложениями, лишь в районе озер Мегрозеро и Долгого погружаясь под образования верхнего девона. Восточнее Онежского озера кембрийские отложения почти повсеместно перекрыты девоном, а частью нижним и средним карбоном, прослеживаясь под четвертичными отложениями лишь в древней долине р. Водлы, и, вероятно, на стыке палеозоя с кристаллическим массивом близ Сюзик-озера. Повсюду кембрий представлен только нижним отделом.

На Ладожско-Онежском перешейке стратиграфическое расчленение разреза нижнего кембрия, основанное на сопоставлении его с более южным, хорошо изученным разрезом Ленинграда и его окрестностей, произведено Е. А. Петровой (Перевозчикова, Петрова, 1957 \*). Здесь по петрографо-литологическим признакам выделяются горизонты: гдовский, ламинаритовый, надляминаритовый и горизонт синих глин. На геологической карте они объединены в две группы, соответствующие валдайскому и балтийскому комплексам, граница между которыми проведена по подошве надляминаритового горизонта.

К востоку от Онежского озера нижний кембрий не расчленен, так как в пределах листа Р-37 петрографический состав нижнекембрийской толщи так изменчив, что не может служить критерием при проведении границ. Это отчетливо выражено в многочисленных разрезах скважин, пробуренных в среднем течении р. Онеги (Пахтусова, Элькин, 1958 \*).

Кембрийская толща характеризуемого района довольно полно представлена в разрезе глубокой Олонецкой скважины, описанной А. М. Виленским (1950) и затем Н. А. Пахтусовой (1955 г.). Общая мощность нижнекембрийских отложений (неполная, под четвертичными отложениями) составляет 125,6 м.

В Гонгинской скважине мощность нижнего кембрия 192,6 м.

В разрезах обеих названных скважин выделены все горизонты нижнего кембрия, кроме эофитонового, наличие которого не установлено, вероятно, из-за плохого выхода керна.

*Гдовский горизонт* (*St<sub>1</sub>gd*) представлен в Олонецком разрезе кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, разнообразными по гранулометрическому составу и степени сортировки. Песча-

\* Находится в печати.

ники содержат гравий, гальку и обломки кварца, кремня, кварцита и глинисто-серицитового сланца. Книзу песчаник постепенно все более обогащается галькой сланца и переходит в кору выветривания, залегающую в кровле подстилающих протерозойских сланцев.

Олонецкой скважиной гдовский горизонт пройден в интервале 136,2—142,6 м. В Гонгинском разрезе мощность этого горизонта 16,5 м. Здесь наряду с породами, аналогичными описанным, в разрезе появляются алевроитовые слабо слюдистые глины, отсутствие которых в Олонецкой скважине, вероятно, объясняется плохим выходом керна. Граница с ляминаритовыми глинами проводится условно, по появлению в разрезе прослоев глин, а в Гонгинской скважине там, где такие прослои становятся более частыми.

Ляминаритовый горизонт ( $Сm_1lm$ ) пройден Олонецкой скважиной в интервале 83,8—136,2 м. Горизонт сложен тонко- и микрослоистыми глинами, иногда аргиллитоподобными, в нижней половине — с битуминозными пленками (ляминаритами?) на плоскостях напластования и с прослоями аркозового песчаника мощностью от долей миллиметра до 20 см, также тонкослоистого, включающего крупные зерна кварца, сцементированного глинисто-карбонатным цементом. Окраска глин в верхней части пестрая, но неяркая: зеленая, фиолетовая, коричневая, а в нижней — серая. В ляминаритовом горизонте разреза Гонгинской скважины такой закономерности в распределении окраски нет. Мощность горизонта составляет 68 м.

Надляминаритовый горизонт ( $Сm_1nlm$ ) пересечен Олонецкой скважиной в интервале 49,3—83,8 м, таким образом мощность его — 34,5 м. Он представлен слабо сцементированными голубовато-серыми слюдистыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями красновато-коричневых и грязно-сиреневых глин, в свою очередь включающих тонкие прослойки алевролита. Все породы тонко- и микрослоисты. В Гонгинской скважине мощность надляминаритового горизонта 28,131 м.

Горизонт синих глин ( $Сm_1sn$ ) залегает в разрезе Олонецкой скважины непосредственно под четвертичными отложениями. Он пройден в интервале 24,0—49,3 м. Горизонт представлен коричневатобуровато-красными, в нижней половине аргиллитовидными глинами. Глины включают линзы и прослои голубовато-зеленого алевролита мощностью до 20 см. В Гонгинской скважине мощность синих глин полная и равна 78,8 м.

Из керна верхней половины разреза Олонецкой скважины Б. С. Соколовым были определены остатки и следы червей: образования, близкие к *Platysolenites*, новый вид *Serpulites* (?) ex gr. *petropolitanus* Jap. и др. (Пахтусова, 1955 г.), подтверждающие принадлежность этой части разреза к синим глинам нижнего кембрия.

В долине р. Водлы нижекембрийские отложения, выполняющие впадины в древнем фундаменте, встречены скважинами (Перепускова, 1956). Возраст этих отложений подтвержден спорами, характерными для нижнего кембрия (определения Б. В. Тимофеева), однако не исключено, что верхи разреза слагаются здесь осадками верхнего девона.

### ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Франский ярус ( $D_3fr$ ). Ранее считалось, что на крайнем юге Карелии распространены отложения среднего и верхнего девона. Однако, как показывают результаты региональных сопоставлений с более юж-

ными и восточными опорными разрезами, средний девон здесь отсутствует (Перевозчикова, Петрова, 1957, Пахтусова, Элькин, 1958). Верхнедевонские отложения в Карелии представлены франским ярусом в неполном его объеме.

Характерной особенностью франских отложений является их терригенный состав. Морские и лагунные карбонатные породы, которыми представлена большая часть разреза франского яруса на более южной территории, замещены песчано-глинистыми породами. Наряду с этим в северном направлении наблюдается и сокращение мощности девона.

На Ладожско-Онежском перешейке в пределах Карелии имеется небольшой участок площади распространения девонских (подснегорских и снетогорско-чудовских) отложений в районе озер Мегрозеро и Долгого. На геологической карте они показаны на основании графических построений, так как в пределах этого участка не было пробурено ни одной скважины. На восточном берегу Онежского озера девонские (франские) отложения протягиваются узкой полосой вдоль склона кристаллического массива, образуя глубокий залив к юго-востоку от оз. Сюзик-озеро и погружаясь в этом же направлении под осадки нижнего и среднего карбона. На этом участке они вскрыты несколькими скважинами на Пудожском тракте.

О составе девонских отложений, развитых на западном участке, приходится судить по данным более южного разреза Гонгинской скважины. В этом разрезе они представлены однообразной толщей песчано-глинистых пород: кирпично-красных и коричневатокрасных, реже зеленоватосерых, алевроитовых, иногда слоистых и тонкослоистых, глин, содержащих прослой сильно слюдистых алевроитов, алевролитов и песков розовато-желтого и голубоватосерого цвета мощностью до 0,3 м. В основании толщи залегает слюдистый мелкозернистый песок мощностью около 9 м, по подошве которого проведена условная граница с кембрийскими синими глинами. Мощность подснегорско-чудовских слоев составляет в Гонгинской скважине 72,6 м, а общая мощность верхнего девона (неполная, так как он перекрывается здесь четвертичными отложениями) 285,4 м. В составе девонских отложений Гонгинского разреза присутствуют горизонты от подснегорского до надснежского включительно.

Возраст отложений, отнесенных к девону в разрезе Гонгинской скважины, в котором не встречены никакие органические остатки, определен на основании сопоставления его с более южными разрезами. Здесь по рекам Сяси, Паше, Ояти и Свири в единичных обнажениях встречена морская фауна беспозвоночных и остатки рыб.

На восточном берегу Онежского озера, в разрезах скважин на Пудожском тракте, девонские отложения, залегающие на нижнекембрийских аргиллитах, представлены пестроокрашенными слюдистыми глинами, переслаивающимися с алевроитами и песками, общей мощностью около 100 м, также лишенными органических остатков.

Фауна в девонских отложениях найдена лишь за пределами Карелии. На Восточном берегу Онежского озера, в обнажениях Андомской горы, где девон также представлен в песчано-глинистой фации, Б. В. Наливкиным определены пелециподы: *Avicula (Schelonia) atula* Eichw. var. *minima* B. Nal., *A. (Leptodesma)* sp., *Schizodus devonicus* Verp., характерные для чудовского горизонта, а Д. В. Обручевым — ихтиофауна: *Psammosteus weberi* (Orb.), *P. meandrinus* Agass., *Cocosteus trautscholdi* Eastm., *C. mironovi* Obr., *Bothriolepis*

*panderi* L a h., *Holoptychius* sp. и др., состав которой указывает на присутствие в разрезе Андомской горы отложений горизонтов от снетогорского до шелонского (Петров, 1956, Толстихина, 1957 г.). Фаунистически подтвержден возраст ниже- и среднефранских отложений и еще восточнее, в разрезе Коношской опорной скважины, а морская фауна, встреченная в верхнедевонской толще Няндомской скважины, подтверждает ее псковско-чудовский возраст.

Общая мощность девона во всех перечисленных разрезах не оставляет в их верхней, немой части места для фаменских отложений. Если же в них фамен отсутствует, то тем более нет оснований предполагать его появление севернее и северо-западнее — в пределах Карелии, так как в этом направлении нельзя ожидать наращивания разреза девона, погружающегося вместе со всей толщей палеозоя к югу и юго-востоку.

### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Карбон развит на площади Карелии только восточнее Онежского озера. Вместе с полосой девона он окаймляет юго-восточный склон кристаллического массива Балтийского щита. В границах Карелии развиты отложения двух отделов карбона — нижнего и среднего.

Полный разрез нижнего карбона ( $C_1$ ) получен в пределах Карелии только по одной скважине (№ 3) на Пудожском тракте (Кондияйн А. Г. и Кондияйн О. А., 1953 г.). Незначительные обнажения, в которых вскрывается небольшая часть (1—4 м) верхов разреза нижнего карбона — протвинских известняков, известны на р. Колоде. Детально изучались нижнекаменноугольные отложения несколько южнее описываемой площади, в Андомо-Вытегорском районе, для которого В. П. Бархатовой (1941) была разработана стратиграфическая схема, применявшаяся до последнего времени. Согласно этой схеме, исходя главным образом из литологических особенностей разреза, в нем были выделены три свиты: патровская, тагажемская и девятинская. Увязка Андомо-Вытегорского разреза с хорошо изученным подмосковным до последнего времени представляла значительные трудности, так как в северном направлении наблюдается последовательная смена карбонатных пород нижнего карбона терригенными, почти полностью лишенными органических остатков.

Геологические работы, проведенные за последние годы на площади северного и северо-западного крыла Подмосковного бассейна в связи с поисками и разведкой бокситов, позволили проследить разрез нижнего карбона по буровым скважинам от района Боровичей до площади Карелии и однозначно расчленил его на всей этой территории в соответствии с унифицированной схемой 1951 г. (Александрова, Петрова, 1957, Пахтусова, Элькин, 1958). Сопоставление схемы В. П. Бархатовой с принятой нами унифицированной схемой приводится в табл. 13.

Нижний карбон описываемого района включает визейский ярус в неполном его объеме и нижний намюр, охватывая горизонты от тульского до протвинского.

В скв. 3 нижнекаменноугольные отложения пройдены в интервале 42,10—138,35 м общей мощностью в 96,25 м. Они залегают на верхнем девоне и покрываются подольскими отложениями среднего карбона.

Нижняя часть разреза, отнесенная к нерасчлененным тульско-алексинско-михайловским отложениям ( $C_{1vtl-mkh}$ ), сложена в основании алевритовыми каолинизированными глинами мощностью около 5 м, пестро окрашенными в красный, фиолетовый, желтый

и зеленовато-серый цвета, включающими прослой черной углистой глины. Выше залегает толща (45 м) белого мелкозернистого кварцевого песка, который в свою очередь покрывается пестро окрашенной алевритовой глиной. Толща венчается прослоем алевритистого известняка мощностью в 10 см, по кровле которого проведена условная граница с веневским горизонтом. Этот известняк, по-видимому, отвечает известняку II разреза р. Тагажмы (Соколов, 1946), который соответствует верхнему михайловскому известняку а<sub>6</sub> разреза р. Мсты (З. А. Богданова, 1932 г.) и свидетельствует о том, что михайловское море достигало территории Карелии.

На тульский возраст базальных отложений описанной толщи указывает наличие спор, обнаруженных в аналогичных по составу и положению в разрезе отложениях на более южной площади, в бассейне р. Ояти. В разрезе скв. 3 органических остатков встречено не было.

К веневскому горизонту (C<sub>1vvn</sub>) в разрезе той же скважины отнесена толща, сложенная в нижней части слюдястым голубым алевритом и алевритистой глиной мощностью около 4 м, а в верхней — полуметровым слоем скрытокристаллического мелкопористого доломита с отдельными крупными кавернами.

Тарусский и стешевский горизонты (C<sub>1vtr+st</sub>) не расчленены. Они представлены пестроокрашенными алевритистыми, частью известковистыми глинами, включающими обломки и тонкий прослой известняка (0,08 м) общей мощностью в 26,6 м.

Протвинский горизонт (C<sub>1pr</sub>) сложен белым сахаровидным кавернозным доломитом и доломитизированным известняком с подчиненными прослоями ярко и пестро окрашенных глин. Общая мощность горизонта в разрезе скважины 8,8 м. Он покрывается карбонатными породами среднего карбона, принадлежащими подольскому горизонту.

Отложения среднего карбона (C<sub>2</sub>) развиты в Карелии на очень ограниченной площади. Они представлены только верхней частью московского яруса — подольским и мячковским горизонтами.

Подольский горизонт (C<sub>2prd</sub>), кроме скв. 3, в разрезе которой он вскрыт по мощности на 24 м, обнажается также по берегам рек Кодины и Паланги.

В керне скважины он представлен кремневыми, конгломератовидными известняками, доломитизированными известняками и доломитами светлой (желтоватой и серой) окраски, с желваками кремня и кремне-лой плохо сохранившейся фауной, включающими подчиненные прослой глин с галькой карбонатных пород. Полная мощность подольского горизонта на прилегающей с юга и востока площади составляет 35—40 м. Подольский горизонт характеризуется здесь обильной фауной, среди которой преобладают брахиоподы и фораминиферы.

Мячковский горизонт (C<sub>2mtc</sub>) в пределах Карелии не вскрыт ни в обнажениях, ни скважинами. За ее границами, в южной половине листа Р-37, по данным Н. А. Пахтусовой (1958), он сложен карбонатными породами, литологически неотличимыми от тех, которыми представлен подольский горизонт. Граница с последним устанавливается палеонтологически. В составе фауны мячковского горизонта появляются многочисленные ведекинделлины и фузулинееллы (в том числе *Fusulinella pulchra* R a u s. et B e l) и наряду с ними — представители группы груборебристых хористит самарского типа, как правило, отсутствующие в подольских отложениях (Бархатова, 1941). Полная мощность мячковского горизонта 10—15 м.



Таблица 13

Унифицированная схема ВНИГРИ 1951 г.				Схема В. П. Бархатовой для Андомо-Вытегорского района			
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Свита	Толща	
Каменноугольная	Нижний	Намюр	Верхний	Перерыв			
			Нижний	Протвинский	Девятинская	с в а f	
		Визе	Серпуховский	Стешевский	Тарусский	Тагажемская	e d
				Веневский			Патровская
			Окский	Михайловский	с		
			Алексинский	в			
	Яснополянский	Тульский	а				
	Турне	Чернышевский	На площади Карелии перерыв				
		Лихвинский					

## КАИНОЗОИ

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В изучении четвертичных отложений Карелии прежде всего следует отметить работы А. А. Иностранцева 70-х и 80-х годов прошлого столетия и работу И. Полякова (1886), в которой он дал физико-географическое описание юго-восточной части Олонецкой губернии.

В 1897 г. М. Н. Миклуха-Маклай в геологическом очерке Олонецкого уезда приводит ценный фактический материал по распространению четвертичных отложений в Южной Карелии, представляющий интерес и в настоящее время.

А. Рузберг (1898) специально изучал распространение конечно-моренных образований (Сальпауссельке) в Центральной и Северной Карелии. Большого внимания заслуживают исследования В. Рамсея (1900—1905), который занимался преимущественно древними береговыми линиями, особенно морскими. Им была составлена первая карта изобаз поднятия Карелии. Изучение древних береговых линий северного побережья Онежского озера проводили также Б. Ф. Земляков и Е. Н. Дьяконова-Савельева (1928), что позволило им наметить схему изобаз послеледникового поднятия, несколько отличную от схемы, построенной Рамсеем.

Ю. Айлио (Ailio, 1915) один из первых дал прекрасную работу по четвертичной истории Ладожского озера и достаточно детально разобрал вопрос о Ладожской послеледниковой (суббореальной) трансгрессии.

В 1929 г. К. К. Марковым, И. И. Красновым и А. П. Пуминовым проводились геохронологические исследования в Центральной и Южной Карелии. В 1936 г. эти исследования были продолжены Л. Ф. Семеновой.

Необходимо отметить труды В. М. Тимофеева (1935в), в которых он уделяет особое внимание четвертичным образованиям на территории Карелии.

Планомерное изучение четвертичных отложений Карелии и их картирование начинается в тридцатых годах текущего столетия.

Обширный фактический материал по строению четвертичного покрова был получен при строительстве Беломорско-Балтийского канала (Гуреев 1931 г.; Горецкий 1951 и др.).

Съемка четвертичных отложений Карелии проводилась Центральным научно-исследовательским геологическим институтом (ЦНИГРИ) по заданию Бюро по составлению международной четвертичной карты Европы. В течение 1934—1937 гг. съемкой четвертичных отложений в масштабе 1 : 420 000 была покрыта вся территория Карелии (лист N 37 — Северная Карелия — С. Г. Боч и Т. В. Васильева, лист N 38 — Центральная Карелия — В. А. Деметьев и Ф. М. Малышева, лист N 39 — Центральная Карелия — Б. Ф. Земляков и И. М. Покровская, лист N 40 — Южная Карелия, Заонежье и восточный берег Онежского озера — И. М. Покровская, Л. Ф. Семенова и Т. В. Васильева). Увязка листов была произведена И. М. Покровской.

Необходимо отметить исследования Карельского научно-исследовательского института, созданного в 1931 г. Особого внимания заслуживают работы по изучению геологии г. Петрозаводска, проводившиеся в 1934—1935 гг. С. Г. Мазаевым и С. К. Матушевским.

Ленинградское (Северо-Западное) геологическое управление также в те годы проводило в Карелии геологосъемочные работы, в небольшой степени освещавшие и четвертичные отложения.

В 1936 г. вышла в свет первая сводная работа, посвященная специально четвертичным отложениям Карелии, выполненная Б. Ф. Земляковым.

Ряд статей по отдельным вопросам стратиграфии и распространению четвертичных отложений на территории Карелии был опубликован С. В. Эпштейном (1934, 1941), С. В. Яковлевой (1933), С. А. Яковлевым (1934), И. М. Покровской (1937, 1939 и др.), а в 1945 г. Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) и Ленинградское (Северо-Западное) геологическое управление возобновляют исследование четвертичных отложений на территории Карелии (работы В. В. Шаркова, Г. С. Бискэ и И. Я. Ермилова, 1945 г.; Г. С. Бискэ, В. В. Фиженко, В. Ф. Мотычко, Д. К. Ловицкого, В. А. Перевозчиковой и др., 1946 г.; С. А. Дюкова, А. А. Миндлиной, В. А. Перевозчиковой и др., 1947 г.).

Необходимо отметить внедрение аэровизуальной методики при проведении геологических и геоморфологических работ на территории Карелии, начатое Н. И. Апухтиным в 1947 г., которым было заснято более 52 000 км<sup>2</sup>.

К настоящему времени Северо-Западным геологическим управлением большая часть территории Карелии покрыта комплексной геоло-

гической съемкой и составлены также карты четвертичных отложений с элементами геоморфологии.

С 1948 г. в изучение четвертичных отложений Карелии включился Карельский филиал АН СССР, которым в течение десяти лет проводилось изучение четвертичных отложений и геоморфологии Карелии. В результате исследований Г. С. Бискэ составлены сводные карты четвертичных отложений и геоморфологическая, и написана сводная работа «Четвертичные отложения и геоморфология Карелии» (1958 г.)\*.

Четвертичные отложения на территории Карелии лежат непосредственно на кристаллическом докембрийском основании или на палеозойских породах. На южном же берегу Онежского озера, находящемся уже вне пределов Карелии, дочетвертичными породами являются песчано-глинистые отложения нижнего палеозоя. Рельефом дочетвертичных пород прежде всего обусловлены мощность и распределение четвертичных отложений.

Мощность четвертичной толщи на повышенных участках и в местах сильного проявления дизъюнктивных дислокаций и изрезанного рельефа кристаллического основания, достигает только нескольких сантиметров или они вовсе отсутствуют. Такими районами являются многие участки расчлененного рельефа на территории Карелии (районы озер Ковдозеро, Янг-Озеро, Сег-Озеро, Кончезеро, центральная часть Онежско-Ладожского водораздела). В районах со сnivelированной поверхностью кристаллических пород мощность четвертичных отложений увеличивается. В местах же развития палеозойских осадочных пород (южные районы Ладожского побережья) мощность четвертичной толщи резко возрастает, достигая нескольких десятков метров.

В последние годы в котловане в Княжей губе Белого моря (на территории Мурманской области) Ленинградским отделением Гидроэропроект вскрыты четвертичные отложения, отнесенные Н. И. Апухтиным и Е. С. Малясовой предположительно к осадкам среднего отдела (1957 г.).

Сводный стратиграфический разрез четвертичных отложений Карелии может быть представлен в следующем виде \*\*:

#### Средний (?) отдел

Предледниковые, возможно межледниковые озерные (?) отложения  $Q_{II_1-III_1}$  (?)

Ледниковые отложения второго среднего ледникового, возможно и первого верхнего ледникового (московский? вышневолоцкий? ярус)  $Q_{II_2}^{2(?)}$ ;  $Q_{III_1}^{(?)}$ ;  $Q_{II}^{(?)}$ .

#### Верхний отдел

Межстадиальные (?) или межледниковые (?) континентальные отложения  $Q_{III_2-III_1}^{(?)}$ .

Ледниковые отложения третьего верхнего ледникового (валдайский ярус)  $Q_{III_3}$ .

Межледниковые отложения (мгинский ярус)  $Q_{III_3-III_4}$ .

\* Взгляды Г. С. Бискэ на строение четвертичного покрова и его распределение на территории Карелии коренным образом расходятся с представлениями авторов настоящего очерка (например, вопросы стратиграфического положения морских межледниковых отложений, их распространения, соединения Балтийского и Белого морей в позднеледниковое время и т. д.).

\*\* Индексы даны согласно схеме стратиграфического расчленения четвертичных отложений, разработанной С. А. Яковлевым, кроме индексировки московского яруса и позднеледниковья.

Ледниковые отложения четвертого верхнего ледникового (карельский ярус)  $Q_{III}$ .

Позднеледниковые озерные отложения  $Q_{III}$ .

Ледниковые стадияльные отложения  $Q_{III}$ .

Позднеледниковые морские отложения  $Q_{III}$ .

#### Современный отдел

Послеледниковые отложения  $Q_{IV}$

**Средний (?) отдел.** К предледниковым отложениям —  $Q_{II-III}$  (?);  $Q_{II-III}$  (?) — предположительно относятся «глины плотные, несколько рассланцованные, с тонкими прослоями карбонатного вещества»... (Апухтин, 1957), вскрытые в основании разреза котлована Княжегубской ГЭС.

К ледниковым отложениям второго среднего ледникового, возможно первого верхнего ледникового (московский? вышневолоцкий? ярус) —  $Q_{II}$  (?),  $Q_{III}$  (?) — предположительно принадлежит уплотненная морена, лежащая на рассланцованных глинах в Княжегубском котловане; мощность ее около 18 м. В большом количестве в морене встречаются валуны кристаллических пород. «Эта морена перекрывается мореной последнего оледенения, резко отличающейся по цвету, плотности и минералогическому составу мелкозема» (Апухтин, 1957).

**Верхний отдел.** Межстадияльные (?) или межледниковые (?) континентальные отложения —  $Q_{IIIa-IIIb}$  (?) — представлены мелкими и крупнозернистыми железистыми песками. Они относятся предположительно к флювиогляциальным отложениям, но, возможно, являются озерно-ледниковыми или озерными осадками. (Встречены пески исключительно при буровых работах). На территории г. Петрозаводска эти отложения встречены на высоте 46,5 м над уровнем моря, где, по данным С. Г. Мазаева, представлены песками желтого, красноватого, иногда коричневатого цвета, неоднородными по содержанию глинистой части. В них встречаются прослой плотных цементированных песков, отмечаются также глинистые пески, супеси и чистые кварцевые среднезернистые пески с валунами. Эти пески, по данным Е. М. Можейко и С. Г. Мазаева, содержат артезианские воды. Синхронные отложения были вскрыты на глубине 123,38 м к западу от оз. Вязь-озеро (Олонецкий район), где они представлены цементированными тонкозернистыми песками мощностью 3 м.

В верхнем течении р. Колоды и у оз. Кенозеро (Г. М. Фрумкина и Е. Я. Бубликова, 1951 г.; А. Г. и О. А. Кондияйн, 1952 г.) скважинами под мореной валдайского (III верхнего) оледенения были пройдены отложения, представленные глинистыми слюдистыми песками, с прослоями галечника и валунов мощностью в 17 м.

В других пунктах Карелии, где буровыми скважинами была вскрыта вся толща верхнечетвертичных отложений, нижняя морена залегала непосредственно на дочетвертичных породах.

К ледниковым отложениям третьего верхнего ледникового (валдайский ярус) —  $Q_{III}$  — относится так называемая «нижняя» морена, которая обнаружена также только буровыми скважинами или вскрыта глубокими искусственными выемками. Она обычно представлена песками, суглинками и глинами коричневого, бурого, темно-серого и серого цвета, содержит большое количество гравия, гальки и валунов, обычно очень плотная. Мощность нижней морены весьма различна. Так, по данным бурения в г. Петрозаводске (С. Г. Ма-

заев и Е. М. Можейко, 1934), ее мощность до 3 м на р. Выге (А. М. Гуреева, 1936) — не более 1,0—1,5 м, на р. Повенчанке — от 2—3 м.

Очевидно, нижняя морена сохранилась ограниченно в депрессиях дочетвертичного рельефа и на большей части территории Карелии она отсутствует.

Межледниковые отложения (мгинский ярус) —  $Q_{III}$ , —  $Q_{III}$ , — на территории Карелии были встречены только в крупных депрессиях дочетвертичного рельефа, вскрыты при производстве буровых работ в древних бухтах Онежского озера (Петрозаводская, Повенчанская), выполненных значительной толщей (до 125 м) четвертичных отложений и на Онего-Беломорском водоразделе. Они представлены морской и пресноводной фациями.

Морские межморенные отложения в пределах СССР впервые, по-видимому, были отмечены в середине прошлого столетия Мурчисоном (1845) на реках Сев. Двине и Ваге, затем о морских межморенных осадках упоминается в работах Барбот де Марни (1864), Рамсея (1898), Кейзерлинга и др.

Первой работой, дающей четкое представление о стратиграфии северо-двинского межморенного разреза, являются исследования К. А. Воллосовича (1897—1899). Им, а затем позже рядом других исследователей (М. А. Лаврова, М. Н. Карбасников, А. А. Малахов, Р. Филиппова) было установлено, что морские межморенные отложения на Сев. Двине, Ваге, Пинеге и других реках нашего Севера принадлежат последнему межледниковому периоду и отвечают морским «эемским» отложениям Западной Европы.

В «двинской» межморенной толще, как и в «эемской», был встречен специфический комплекс морских теплолюбивых моллюсков. Среди массы моллюсков следует отметить находки *Cardium edule* L., *Sprauicostatum* Sow. (В еск.), *Mastra elliptica* Gow n., *Corbula gibba* Oliv i., являющиеся так называемыми «лузитанскими» формами. Морская трансгрессия, отложившая осадки, заключающие остатки этой фауны известна теперь в литературе под названием «бореальной».

На основании исследований морских межморенных отложений, входящих в обнажения на реках Сев. Двине и Ваге, на содержание микроспор и диатомовых водорослей (А. П. Жузе, В. С. Порецкий, И. М. Покровская, 1937), было установлено, что максимум бореальной трансгрессии в СССР, как и максимум земской трансгрессии на Западе, имел место до времени климатического оптимума межледникового периода.

На территории Карелии морская подморенная толща впервые была констатирована инженером К. Синцовым в г. Петрозаводске (в начале XX столетия). В отвалах песчанистых темных глин из колодца, заложеного на террасе р. Неглинки, были найдены моллюски и остатки растений, определенные затем К. А. Воллосовичем как *Joldia arctica* Gray, *Mytilus edulis* L., *Tellina calcarea* L., *Cardium ciliatum* Fab g. и остатки *Betula nana*, *Alnus glutinosa* и *Populus tremula*.

К. А. Воллосович, сопоставляя эти отложения с межморенными отложениями на р. Сев. Двине, считал их одновременными, но тем не менее отмечал, что верхний горизонт «Петрозаводского морского постплиоцена представляет совершенно новое геологическое образование в ряду известных до сих пор межледниковых осадков севера России»... К. А. Воллосович считал, что их следует отнести к «образованиям второй трансгрессии Беломорского бассейна еще более мелководной, чем

предшествовавшая». Северо-Двинский бассейн в межледниковое время стал сушей гораздо раньше, чем впадина «Онежского тогдашнего залива» (Воллосович, 1908). Затем эти морские отложения были «потеряны». Ни одной из скважин, заложенных в большом количестве на территории г. Петрозаводска, морские межморенные осадки вскрыты не были. Межморенные отложения, встреченные в разрезах, вскрытых этими скважинами, по данным диатомового анализа оказались пресноводными.

В 1921 г. Н. В. Потуловой в обнажении на р. Мге (в 45 км к юго-востоку от г. Ленинграда) были найдены под мореной черные глины, содержащие остатки морских моллюсков. В. Скороходом, М. А. Лавровой и Е. Абакумовой (1936) были определены *Joldia arctica* Gray, *Tellina calcarea* Chemn., *Mytilus edulis* L., *Cardium ciliatum* Fabr., *C. edule* L., *Anomya ephippium* L., *Littorina littorea* L., *Joldia arctica* subsp. *aestuariorum* Moss. Среди фауны не было встречено теплолюбивых лузитанских форм, характерных для собственно межледниковых отложений бореальной трансгрессии, например таких, как *Maetra elliptica* Gowen., *Cardium paucicostatum* Sow., *Corbula gibba* (Olivi).

На основании общего сходства фауны черных глин на р. Мге с фауной из петрозаводских и северодвинских морских слоев Н. В. Потулова синхронизировала эти отложения. Морские межморенные отложения, обнажающиеся в разрезах на р. Мге, получили название мгинских, а синхронизируемые с ними морские и континентальные отложения были выделены в мгинский ярус (?).

Богатый материал для характеристики морских межморенных отложений в Карелии дают разрезы Онего-Беломорского перешейка. В районе р. Сев. Выга А. М. Гуреевым (1936 г.) были описаны глины, содержащие фауну морских моллюсков, лежащие под мореной и мощной толщей поздне- и последледниковых отложений. Межморенные морские отложения мощностью до 20 м были встречены А. М. Гуреевым и Г. И. Горецким (1949 г.) в Шавани и Маткожне (район оз. Выг-Озеро). Между озерами Маткоозеро и Водлозеро под толщей; поздне- и последледниковых отложений и морены мощностью от 15 до 20 м были обнаружены пески и глины с фауной морских моллюсков. Морская фауна, встречаемая в этих отложениях, заключала остатки *Littorina* sp., *Anomya squamula*, *Cyprina islandica* L., *Balanus hammeri*. Кроме того, В. С. Порецким, А. П. Жузе, В. С. Шешуковой и Н. В. Анисимовой здесь был определен богатый комплекс диатомовых водорослей, среди которых 85% принадлежало к морским и солоновато-морским обитателям.

В нижнем течении р. Повенчанки, в депрессии рельефа, между двумя горизонтами морены были вскрыты морские глины и суглинки с богатой фауной моллюсков. М. А. Лаврова определила здесь большое количество видов, из которых отметим следующие: *Astarte elliptica* Br., *A. borealis* Chemn., *A. crenata* Gray var. *subaquilatera*, *A. crenata* Gray var. *crebri-costata* Forbes., *A. compressa* L., *Tellina calcarea* Chemn., *T. baltica* L., *Mya arenaria* L., *Saxicava arctica* L., *Panopea norvegica* Spengl., *Purpura (Polytropa) lapillus* L., *Cardium edule* L., (?) *Dentalium entalis* L. М. А. Лаврова считает эти формы бореальными и на этом основании сближает стратиграфически северо-двинские межледниковые (бореальные) отложения с карельскими межледниковыми (мгинскими). Последние были изучены также на содержание диатомовых водорослей В. С. Порецким и спор и пыльцы — Г. А. Благовещенским и И. М. Покровской. Здесь были найдены богатая морская флора

диатомовых и спорово-пыльцевой комплекс, указывающий на межледниковый характер климата в течение времени накопления морской подморенной толщи.

Морские отложения в окрестностях оз. Тикше-Озеро, в районе Чупинской губы Белого моря, трактуемые Г. С. Бискэ (1958), как межморенные, авторы настоящего очерка относят, как и Н. И. Апухтин (1956), к позднеледниковым осадкам.

Петрозаводский морской отторженец. В связи с тем что морские отложения в г. Петрозаводске после исследований К. А. Воллосовича в начале текущего столетия были «потеряны», в 1936 г. были организованы специальные работы для их поисков. В устье р. Неглинки в г. Петрозаводске, на ее правом берегу, бурением, а затем шурфом, под озерными и ледниковыми (мореной) отложениями были обнаружены морские черные глины, которые подстилались смятыми ленточными глинами. Морские глины заключали массу морских моллюсков (Покровская, 1939), среди которых, по определению М. А. Лавровой, преобладали *Mytilus edulis* L. и *Tellina (Macoma) calcarea* Chemn.

В песках, лежащих над мореной, и в морене установлен комплекс пресноводных диатомовых; в глинах с фауной моллюсков — комплекс из 35 форм морских и солоноводных диатомовых водорослей, среди которых массовое развитие имеют *Grammatophora oceanica* var. *intermedia* Gr., *Thalassionema nitzschoides* Gr., *Synedra tabulata* (Ag.) Ktz., *S. kamtschatica* Gr. (Шешукова, 1939).

Среди известных межморенных морских диатомовых флор петрозаводская имеет наибольшее сходство с повенецкой.

Для выяснения природы этой морской толщи вокруг шурфа было заложено несколько скважин. Этими скважинами морских осадков не обнаружено. Характер залегания морских глин, смятость подстилающих их ленточных глин, четкая оконтуренность глыбы заставили прийти к выводу, что в данном случае мы имеем дело с отторженцем, принесенным ледником\*.

Пресноводные межледниковые отложения, так же как и морские, были вскрыты только бурением. Разрез их может быть представлен в следующем виде (сверху вниз):

- а) морена, часто перемытая;
- б) глины ленточные, коричневого цвета, ленты сильно смяты;
- в) пески серые, мелкозернистые, глинистые\*\*;
- г) супеси серые тонкие;
- д) суглинки серые и светло-серые;
- е) ленточные глины, очень плотные, жирные, зеленовато-серые, темно-шоколадные, иногда коричневые;
- ж) нижняя морена.

Как видно из описания, подстилающими и венчающими разрез межморенных отложений являются ленточные глины. Они разделены толщей песков и суглинков, которые вначале принимались за морские отложения.

Покрывающие ленточные глины характеризуются небольшой мощностью (около 1,5—3 м), подстилающие достигают почти 6,5 м. И те и другие отличаются большой глинистостью и часто темной окраской, в противоположность собственно позднеледниковым ленточным глинам Карелии.

\* Г. И. Горедкий (1949) считает глыбу лежащей *in situ*.

\*\* К этому горизонту, по данным С. Г. Мазаева, приурочен средний водоносный горизонт на территории г. Петрозаводска.

Межморенные ленточные глины часто несут следы смятия и имеют особенную сланцеватую структуру. Последняя обусловлена, вероятно, воздействием ледника. Выходы этих глин имелись в карьере у ст. Голиковка.

Песчано-глинистые осадки, разделяющие межморенные ленточные глины, были изучены на содержание диатомовых водорослей В. С. Порецким и В. С. Шешуковой. Они оказались или вовсе немыми или содержали единичные обломки створок диатомовых, но чаще всего характеризовались пресноводной диатомовой флорой, среди которой доминировала *Melostra islandica* subsp. *helvetica* O. Meyer и большое развитие имела *Stephanodiscus astraea* (E.) Gr. Таким образом, следовало прийти к выводу, что межморенная толща на территории г. Петрозаводска представлена пресноводными осадками.

Пресноводные межморенные отложения в окрестностях г. Петрозаводска были описаны А. Н. Абросимовым и Т. П. Знамеровской (1941). По их данным, схематически, разрез может быть представлен следующим образом (сверху вниз):

- а) морена;
- б) глины ленточные, плотные, переходящие вверх в слоистые серые пылеватые суглинки;
- в) пески пылеватые, мелко и среднезернистые с прослоями супесей и глин;
- г) глины тонкие, типа ленточных, пластичные;
- д) глины ленточные, коричневые, очень сухие, плотные;
- е) нижняя морена.

На южном берегу Онежского озера в нижнем течении р. Вытегры В. П. Бархатовой (1941) по данным бурения установлены межморенные отложения мощностью до 15 м, которые, по ее мнению, имеют в основном озерно-ледниковый генезис и не могут быть сопоставлены с морскими межледниковыми отложениями. Е. А. Черемисинова (1952) установила среди вытегорских межморенных отложений наличие и морских осадков. По ее мнению, морские диатомовые водоросли, найденные в этих отложениях, имеют тот же состав, что и в межледниковых отложениях на р. Мге. Но, по всей вероятности, они должны сопоставляться с осадками онежской межледниковой трансгрессии (по Н. И. Апухтину).

На восточном берегу Онежского озера межморенные отложения были обнаружены на левом берегу р. Колоды (Кондиайн, 1952 г.) и в нижнем течении р. Водлы (1956). Здесь скважинами была вскрыта под мощной верхней мореной значительная толща песков и глин. Последние местами имеют ленточное строение.

В разрезах на р. Водле установлено наличие не только пресноводных, но и морских (по данным диатомового анализа) межморенных отложений.

Результаты спорово-пыльцевого анализа (А. С. Короткевич) указывают на благоприятные климатические условия во время накопления межморенных осадков, т. е. говорят о межледниковом характере отложений.

Стратиграфические взаимоотношения этой межледниковой толщи с отложениями бореальной, онежской и мгинской межледниковых морских трансгрессий в настоящее время не ясны.

Обращаясь к вопросу о стратиграфическом положении карельской (мгинской) межморенной толщи, надо отметить, что в основном существуют две точки зрения по этому вопросу. Одни исследователи сопоставляют карельские и мгинские морские межморенные отложения с осадками межледниковой бореальной трансгрессии, известными на



Двине, Ваге, Пинеге, Шильмуше и других реках севера Русской платформы (М. А. Лаврова, Н. В. Потулова). Другие (С. А. Яковлев, Ю. Л. Рудовиц, И. М. Покровская, Н. И. Апухтин) считают, что карельские и мгинские морские межледниковые отложения не синхроничны бореальным и лежат стратиграфически выше.

Б. Ф. Земляков, производивший в Карелии исследования в течение целого ряда лет, высказывается отрицательно по поводу синхронизации карельских межморенных отложений с двинскими бореальными. Он отмечает, что фауна моллюсков морской межледниковой толщи «в основном характеризует холодный морской бассейн, резко в этом отношении отличающаясь от северо-двинских бореальных слоев, содержащих большое количество теплолюбивых лужичанских форм». Н. М. Книпович фауну моллюсков, определенную М. А. Лавровой в морских межморенных слоях, вообще «бореальной» не признает.

Мгинская и карельская подморенные толщи, характеризуются аналогичной сменой комплексов пыльцы древесных пород: в нижних и верхних горизонтах преобладает пыльца хвойных пород и незначительно содержание пыльцы лиственных; в средних горизонтах содержание пыльцы лиственных пород резко возрастает и появляется небольшое количество широколиственных пород (Покровская 1936, 1939, 1950). Таким образом, здесь наблюдаются три основные фазы в развитии растительности и смене климата: две более умеренных и прохладных — верхняя и нижняя (фазы развития хвойных лесов) — и одна между ними, более теплая (фаза развития лиственных лесов).

Следует учесть, кроме того, что мгинские и карельские морские межледниковые отложения содержат богатейшую флору морских диатомовых водорослей, которые вообще отсутствуют в осадках бореальной трансгрессии на р. Сев. Двине и встречены только в маломощном прослое среди этой толщи на р. Ваге. Межледниковая толща на р. Сев. Двине заключала значительный по составу комплекс микрофауны. Литологически мгинские и карельские морские межморенные (межледниковые) осадки совершенно идентичны, но абсолютно не походят на северо-двинские межледниковые слои.

Учитывая палеонтологическую и литологическую характеристику карельско-мгинской и северо-двинской межледниковых толщ, историю развития оледенений и распределение краевых образований и основных (донных) моренных покровов, пока следует считать, что северо-двинские (бореальные) межледниковые слои лежат стратиграфически ниже мгинских и карельских слоев. Таким образом, межледниковая северо-двинская толща отделяется от вышележащей, карельской (мгинской), межледниковой толщи не кратковременной подвижкой ледника, а самостоятельным оледенением.

Возможно даже, что бореальная трансгрессия отделяется во времени от мгинской не одним ледниковым веком, а двумя, разделенными еще одной морской трансгрессией (онежской по Н. И. Апухтину).

Ледниковые отложения четвертичного верхнего ледникового (карельский ярус)  $Q_{III}$ ,  $gl?$ ) так называемая «верхняя» морена на территории Карелии представлена различными по механическому составу отложениями, от тяжелого суглинка до песка. Окраска морены также сильно варьирует (красно-бурая, бурая, желто-бурая и т. п.). И окраска морены и ее механический состав, по-видимому, обусловлены характером подстилающих ее пород. Более светлоокра-

шенные и более песчаные разности распространены в Северной и Центральной Карелии. Красно-бурые тяжелосуглинистые и глинистые разности приурочены к районам развития красных песчаников и красных глин (например, район оз. Шелтозеро и южный берег Онежского озера). Как правило, карельская морена изобилует валунами.

Мощность моренного плаща сильно варьирует в зависимости от рельефа основания. В районах распространения кристаллических пород, особенно в случаях сильно расчлененного рельефа, мощность морены на возвышенных участках составляет всего несколько сантиметров или она вовсе отсутствует, в депрессиях же достигает 10—20 м.

Верхняя морена широко распространена на территории Карелии, она является подстилающим основным горизонтом, на котором накапливались более поздние осадки. Морена принимает также участие в строении *конечно-моренных образований*.

Одним из наиболее широко распространенных типов краевых образований является холмисто-моренный ландшафт. Ядра холмов сложены обычно сортированными, иногда слоистыми песками. Песчаное ядро покрыто сверху плащом морены, до 5 м мощности. Морена глинистая с довольно большим количеством валунов. Холмы возвышаются над окружающей местностью на 40—80 м, располагаясь всегда большими массивами, иногда грядами. Гряды и холмы, если последние несколько вытянуты, ориентированы почти меридионально, а весь образуемый ими массив в целом ориентирован почти широтно. Холмисто-моренные образования всегда сопровождаются обширными песчаными полями, которые в некоторых случаях вытянуты более чем на десять километров (например, Торосозерские образования). Озера среди холмов чаще всего имеют неправильную форму, подпружены моренными плотинами.

К ледниковым отложениям этого же яруса принадлежат *флювиогляциальные отложения*  $Q_{III}, fgl$  — представленные песчаными, гравийными, галечными и валунно-галечными осадками. Они обычно хорошо сортированы, но включения крупных валунов среди мелкозернистых песков почти постоянны.

Флювиогляциальными отложениями образованы песчаные поля (зандры), озовые дельты, плато, озы. Ими слагаются высокие террасы крупных озер (Онежского, Ладожского). В результате их перемыва образованы древние береговые валы (Каменный бор).

*Песчаные поля (зандры)* сложены хорошо сортированными крупнозернистыми песками с галькой и гравием. Пески в разрезе несут косую слоистость. Зандры довольно широко распространены и всегда сопутствуют на территории Карелии маргинальным озовым образованиям, холмисто-моренным ландшафтам и другим формам аккумуляции, маркирующим край ледника.

*Озовые дельты* встречены в ряде пунктов (озера Толванд, Куйто, нижнее течение р. Чирка-Кемь и др.). Слагаются они чередующимися по крупности осадками с различного типа слоистостью; мощность 20 м и более.

*Озы* сложены песками различной крупности зерна с галькой, гравием и валунами. Последние обычно хорошо окатаны. Встречаются озы, сложенные только тонкими хорошо сортированными песками или только грубым, но хорошо окатанным материалом. Литологическое строение одного и того же оза, особенно если он значителен по протяженности, может меняться. Озы весьма широко распространены на территории Карелии, по строению их можно разделить на несколько типов.

В литературе, почти исключительно скандинавской, известен целый ряд теорий образования озов. Все теории, без исключения, находят подтверждение в действительности. Принимая во внимание эти теории, на основании изучения морфологии, строения озов и их взаимоотношений с другими формами ледниковой аккумуляции, можно дать следующую примерную классификацию озов, встреченных в Карелии.

1. Озы, образованные в зоне активного льда: а) озы приледниковых дельт, б) озы трещинные, образованные внутриледниковыми и подледниковыми потоками.

2. Озы, образованные в районах скопления мертвого льда.

3. Озы маргинальные, образованные на границе активного льда, маркирующие край ледника в периоды остановок.

*Озы приледниковых дельт, образованные в зоне активного льда* характеризуются отсутствием правильного симметричного гребня. Они бывают представлены двумя типами.

Первый — отдельные конусовидные купола или короткие гребни, которые без какой-либо закономерной ориентировки поднимаются над песчаными дельтовыми плато. Эта форма встречена в Северной Карелии (например, Толвандский оз, оз на оз. Верман и т. д.).

Второй тип — четковидные гряды, цепи озовых центров, связанные между собой низкими перемычками. Можно предположить, что образование этих озов произошло в две фазы. В первую фазу быстро текущими водами производилось отложение песчано-гравийного материала в виде четковидно расположенных холмов, куполов и коротких гряд. При расширении ледниковых трещин, благодаря эродирующему действию флювиогляциальных потоков устье отступало вглубь трещины и начиналось нагромождение новых холмов. Во вторую фазу шло отложение косослоистых песков более спокойно текущими водами. В дельтах, значительно расширившихся и отступавших, скапливались воды, течение которых было уже замедлено. Образовавшиеся в первую фазу холмы возвышались над уровнем водоемов, которые постепенно заполнялись песками. Таким образом возникали перемычки, которые соединяли холмы между собой в одну гряду, заполняли депрессию и образовывали плато и дельты.

*Озы трещинные (надледниковых и подледниковых потоков)* подробно описаны Ганнером. Морфологически они представляют собой симметричные гряды с хорошо выраженными гребнями, протягивающиеся в одном направлении без перерыва на несколько километров. Озовые центры почти отсутствуют. Иногда это целая система ветвящихся озов, в плане напоминающая сложную речную сеть. В местах ответвления боковых озовых гряд часты платообразные расширения с западинами и замкнутыми воронками. В строении гряд наблюдается чередование слоев галечника и слоистых песков. Такова, например, озовая гряда, тянущаяся на 17 км от с. Вохтозера по направлению к с. Спасской Губе.

*Озы, образовавшиеся в районах скопления мертвого льда*, представлены различными типами. Среди них имеется группа аккумулятивных форм, которая является переходной от озов к камам.

Эти аккумулятивные образования характеризуются отсутствием моренного чехла, сложены прекрасно сортированным песчано-галечным материалом. По форме это вытянутые холмы длиной от 200 м до 1 км, с очень крутыми склонами. Вершина такого вытянутого холма представлена не острым гребнем, как у нормального оза, а широкой, чуть

приплюснутой площадкой. Группы таких холмов имеют различную ориентировку, но в пределах одной и той же группы холмы обычно ориентированы в одном и том же направлении.

По своему сложению, соотношению с окружающими формами рельефа, ориентировке они стоят ближе к камам, чем к озам. Особенно широко эти формы распространены на участке Мегрян-Пезя (Сям-Озеро) и на восточном берегу оз. Сям-Озеро.

Распространение этих форм аккумуляции приурочено, по-видимому, к зонам скопления мертвого льда, так как они встречались главным образом в комплексе с другими формами, образовавшимися при таянии этих глыб.

*Озы маргинальные, маркирующие край ледника и периоды его остановок*, обычно встречаются в виде мощных гряд протяженностью в несколько километров. Общее направление этих гряд обычно широтное (перпендикулярно к движению ледника).

М. Саурамо (1923) считает маргинальные озы громадными дельтами подледниковых потоков. Последние отлагали приносимый материал в водоемы у края ледника. По мнению М. Саурамо и Б. Ф. Землякова, хорошо сформированные маргинальные дельты образовались там, где ледниковый край встречал достаточно глубокую воду. В мелководных же участках приледниковых бассейнов правильность этих образований утрачивалась.

Маргинальные озы широко распространены по линии Петрозаводск — Маньга, по Ругозерскому тракту, от с. Ругозеро на запад, на маршруте Кемь — Ухта и т. д.

Позднеледниковые отложения —  $Q_{III}$ ,  $lg1$  — представлены озерно-ледниковыми и морскими осадками.

*Озерно-ледниковые отложения* —  $Q_{III}$ ,  $lg1$  — представлены ленточными глинами, ленточными супесями и песками. Ими сложены также и камы.

Ленточные глины являются отложениями, образовавшимися в возникавших у края ледника озерных бассейнах. В районах распространения кристаллических пород ленточные глины представлены сине-серыми довольно песчанистыми разностями; в районе развития красноцветных пород они приобретают красновато-коричневую окраску.

Ленточные глины Южной Карелии отличаются от ленточных глин Центральной и Северной Карелии большей пластичностью, более высоким содержанием глинистой фракции и большей мощностью, которая варьирует от 1 до 15 м.

Высоты, на которых встречаются ленточные глины, очень различны; так, в устье р. Шуи и по берегам оз. Логозеро они лежат всего на 1—2 м выше уровня озера или на 35 м над уровнем моря, а у оз. Лососиного имеют абсолютную отметку 191 м, у оз. Ведло-Озеро — 59 м. Геохронологический метод, примененный К. К. Марковым и И. И. Красновым, показал, что установление коннексий возможно только для ограниченной части залежей ленточных глин. Они являются образованиями неодновременными и отлагались часто в совершенно изолированных водоемах.

Ленточные глины очень широко распространены на территории Карелии. Они встречаются по берегам почти всех больших озер и в крупных депрессиях рельефа (например, в долине р. Шуи).

Ленточные супеси представлены тонкими слоистыми разностями, в которых песчаные ленты чередуются с супесчаными и суглинистыми

прослоями. Особенно широко распространены ленточные супеси на северо-восточном побережье Ладожского озера, где они полосой шириной в несколько километров протягиваются параллельно озеру. Подобными супесями выполнены долины рек Тулоксы, Видлицы, Тюккулы, Олонки (бассейн Ладожского озера) и Суны (бассейн Онежского озера) в их нижнем течении. Стратиграфически они лежат выше ленточных глин и венчают позднеледниковые отложения. Иногда же их перекрывают ленточные пески.

Ледниковые стадияльные отложения— $Q_{III}, gl$  — обнаружены во многих пунктах Центральной и Южной Карелии (также и на Карельском перешейке). Здесь (например, в депрессии р. Шуи, у с. Спасская Губа, в Ругозерском районе и т. д.) ленточные глины перекрываются еще одним, незначительным по мощности горизонтом ледниковых отложений — мореной ( $Q_{III}, gl$ ). Это явление, вероятно, следует объяснить тем, что ледниковый край при своем отступании колебался, имел подвижки, и, может быть, более или менее значительные осцилляции.

Возможно, что на территории Карелии мы имеем не один, а два или более горизонтов ленточных глин, имеющих различное стратиграфическое положение.

К позднеледниковым образованиям относятся *камы*, которые в Карелии представлены двумя типами холмов: покрытыми моренным чехлом и не имеющими моренного чехла. И те и другие, как правило, сложены озерно-ледниковыми песками различной крупности зерна, преобладают мелкозернистые хорошо отсортированные пески. Встречаются также камы, сложенные глинами типа ленточных.

Происхождение камов объясняется различно, но в основном, по мнению большинства исследователей, они возникают в результате выполнения приледниковых, надледниковых и подледниковых водоемов типа озер (например, проталин в мертвом льде). Осадки, приносящиеся сюда потоками, медленно оседают, хорошо сортируясь, поэтому чаще всего в разрезах камов можно наблюдать или облекающую или горизонтальную слоистость.

Строение камов, покрытых моренным чехлом, различно, но общей чертой, объединяющей их в одну группу, является наличие моренного плаща на поверхности. Морена, обычно супесчаная или легко суглинистая, с значительным количеством валунов, желто-бурая, довольно рыхлая. Мощность моренной покрывки варьирует от 3—5 м до нескольких сантиметров. Под моренной покрывкой залегают слоистые песчаные, супесчаные и глинистые отложения. Слоистость последних чаще всего горизонтальная, иногда облекающая. Особенно интересным является совместное нахождение камов с ядром из ленточных глин и камов, сложенных среднезернистыми песками.

Камы, сложенные ленточными глинами, иногда имеют моренный чехол, иногда он отсутствует. Камы, имеющие моренный чехол, широко распространены в районах развития форм аккумуляции, связанных с таянием метрового льда (например, район оз. Сям-Озеро).

Камы, лишенные моренного чехла, сложены обычно песками, прекрасно сортированными, горизонтально слоистыми. Среди этой группы камов не отмечалось форм, сложенных глинами.

Позднеледниковые морские отложения— $Q_{III}, m$  — в настоящее время констатированы во многих районах Карелии. Они

представлены самыми различными фациями: ленточными супесями, иловатыми глинами, песками различной крупности, грубыми шtrandовыми образованиями и т. п.

Вопросам соединения в позднеледниковое время Белого моря с Балтийским посвящена довольно обширная полемика литература. Существовавшая одно время гипотеза о проникновении морских вод из Финского залива в Ладожское озеро по долине р. Свири в результате работ С. С. Лапина (1935) была опровергнута.

Некоторыми геологами (Яхимович, 1932) высказывалось предположение о соединении Онежского и Ладожского озер во время 1-го ильдиевого моря по долине р. Шуи, через Нялмозеро, р. Нялму, Ведло-Озеро и р. Видлицу.

Несомненные следы морского пролива между Онежским и Ладожским озерами были обнаружены в 1936 г. Б. Ф. Земляковым, И. М. Покровской и В. С. Шешуковой в долине р. Шуи. Они выражены прекрасным шtrandом из окатанных, сортированных мелких валунов, хорошо прослеживающимся от дер. Рубчейлы к дер. Занкелицам, на северном берегу оз. Шот-Озеро, в районе дер. Шомбы, по правому берегу р. Шуи, между деревнями Салменицами и Нижней Салмой. Следы пролива представлены также террасовым уступом в ряде пунктов по берегам Шот-Озеро, оз. Вагат и вдоль долины р. Шуи. Террасовый уступ хорошо прослеживается на одном и том же уровне в 100—105 м. Этот уровень лежит ниже уровня озерно-ледникового бассейна, в котором отлагались ленточные глины. Так, если мы имеем ленточные глины в Сязозерском районе на уровне 95—100 м, то к нему надо прибавить еще 20—25 м, чтобы получить отметку Сязозерского ледникового озера. Линия же шtrandа расположена только на 5—10 м выше современного нахождения ленточных глин. Следовательно, здесь имел место иной более молодой бассейн. Так как эта береговая линия является следующей после озерно-ледниковой и ниже ее имеется еще ряд других уровней, связанных уже с послеледниковыми бассейнами, следует отнести береговую линию с отметкой 100—105 м ко времени или карельского ледникового моря, или 1-го ильдиевого моря (по Мунте).

Западнее, в районе оз. Туломозеро, абсолютные отметки района еще ниже и находятся приблизительно на одной с Сям-Озеро линии послеледникового поднятия.

Менее отчетливо выраженные прибрежные морские образования были прослежены в районе с. Маньги. Здесь отметки шtrandа лежат уже на высоте 95 м, т. е. имеются следы неравномерного послеледникового поднятия. Разность поднятия в данном случае выражается в 10 м на 20—25 км.

Для выяснения вопроса о характере этого соединения были изучены на содержание диатомовых водорослей самые верхние горизонты супесей, покрывающих ленточные глины из разных пунктов по всей долине рек Шуи, Видлицы и ее притоку р. Тюккуле. В. С. Шешуковой в этих осадках встречены обломки морских диатомей (*Grammatophora*, *Cocconeis sublineatus* и целые формы *Synedra ulna* и *Grammatophora oceanica*) в районе с. Занкелицы, Окуньозера (район Сям-Озеро).

В нижнем течении р. Тюккулы, в верхних горизонтах ленточных супесей, вскрываемых рекой, определен богатый комплекс морских диатомовых водорослей: *Actinoptychus undulatus* (Bail) Ralfs., *Actinocyclus Ehrenbergii* var. *crassa*, *Rhabdonema minutum* Ktz., *Grammatophora oceanica* var. *intermedia*, *Grammatophora arcuata* E. и др. Ана-

логичные данные были получены для этих же и более западных районов финскими исследователями (Нууррӓ, 1932, 1937; Möldeг, 1947).

Очевидно, в позднеледниковое время, отвечающее по времени или карельскому ледниковому морю Хююппе или 1-му иольдиевому морю Мунте в депрессии современной р. Шуи был пролив, соединявший Онежское озеро с Ладожским.

Наличие Онего-Беломорского морского пролива того же времени доказывается находками остатков фауны и флоры. На правом берегу р. Повенчанки, в 1 км от г. Повенца в супесях, лежащих на ленточных глинах, В. С. Порецким определена богатая диатомовая морская флора. На водоразделе близ оз. Остер-Озеро в супесях, перекрывающих ленточные глины, В. С. Порецким были встречены диатомовые водоросли различной экологии, морские, пресноводные и пресноводно-солонowodные. С. В. Яковлевой и Е. Н. Егоровой в районе озера Остер, в песках на высоте 4 м над уровнем озера, были найдены *Saxicava arctica* L., *Mya truncata* L., *Balanus* sp. На южном берегу Сер-Озеро М. А. Лавровой в отложениях террасы на отметке 125 м над уровнем моря были найдены обломки морских моллюсков *Joldia* sp., *Leda pernula* Müll., *Astarte borealis* Chemп., *Tellina* sp. В районе Қальезера в сортированном гравии, лежащем на серых суглинках, С. В. Яковлевой и Е. Н. Егоровой были найдены раковины *Saxicava arctica* L. и *Mya truncata* L.

Б. Ф. Земляков указывает на присутствие остатков морских моллюсков между Маткоозером и Водлоозером, в районе Медвежьегорска и т. д.

Очень интересна находка А. И. Гуреевым и Г. И. Горецким смешаной диатомовой флоры между озерами Маткозеро и Водлозеро на высоте около 100 м над уровнем моря, среди которой широко распространена морская форма *Melosira sulcata*, Ktz., отсутствующая в межледниковых морских отложениях на Онего-Беломорском водоразделе.

Приведенный фактический материал указывает на то, что морские воды Белого моря в позднеледниковое время поступали в Онежское озеро, а затем смешивались с водами, проникавшими со стороны Ладожского озера. В виду громадного количества пресной воды, которую давали льды, вода в проливе, особенно в центральных частях, отвечающих современным водоразделам, сильно опреснялась.

Наивысшие морские уровни (235 м над уровнем моря) в Северной Карелии установлены Н. И. Апухтиным (1957) на склонах горы Капройва, к северу от оз. Толванд, где они представлены иловатыми суглинками с комплексом морских диатомовых. Отложения, содержащие морские диатомовые, отмечены им в районе Кунда-губы, Кудозера, озера Среднее Велос на абсолютной отметке 160—180 м; озера Тумча — на отметке 90 м; озера Панаярви — на отметке 112—115 м; оз. Тикше-Озеро — на отметке 110 м. Морская фауна, по данным Апухтина, появляется в осадках на отметках не выше 70 м над уровнем моря. Им приводится большое количество находок отложений с фауной или морскими диатомовыми водорослями на различных отметках, которые он относит к различным морским бассейнам. При этом Н. И. Апухтин совершенно справедливо отмечает, что «было бы ошибочным думать, что с понижением высоты залегания всегда омолаживается возраст осадков». Анализируя весь собранный им материал, он приходит к выводу, что «после исчезновения льда, заполнявшего впадину Белого моря, произошло осолонение бассейна в связи с доступом воды из океана...».

Воды этого бассейна оставили осадки на высотах до 235 м. По мнению Н. И. Апухтина, эта трансгрессия отвечает, вероятно, карельскому ледниковому морю Хююппе. «В период этой трансгрессии и, возможно, во время, соответствующее первому иольдиевому морю Балтики, морские воды Белого моря соединялись с водами Балтийского моря через территорию Северной Карелии и Восточной Финляндии» (Апухтин, 1957).

Морские позднеледниковые отложения довольно широко распространены в Центральной и Северной Карелии по прибрежной полосе Белого моря и по депрессиям, к которым приурочены современные речные долины. Очевидно, позднеледниковый морской бассейн имел далеко вдающиеся заливы и соединялся проливами с морским бассейном, бывшим на территории Финляндии: одним, шедшим от Ладожского озера по современной долине р. Шуи в Онежское озеро и из него через Беломорско-Онежский водораздел в Белое море, и другим, соединявшим Кандалакшскую губу с Ботническим заливом через депрессию Ковдозера, Пя-Озеро и дальше через территорию Финляндии. Эти выводы полностью согласуются с мнением финских исследователей (Mölder, 1947; Нуурпää, 1943; Virkkala, 1951).

Границу между уровнями позднеледниковых и послеледниковых морских трансгрессий в Северной Карелии Н. И. Апухтин проводит предположительно по отметке 80 м над уровнем моря (высота залегания отложений трансгрессии фолас). В Южной Карелии это море оставило следы своего пребывания только в ряде перемытых верхних горизонтов ленточных супесей, где встречаются морские диатомовые водоросли, и береговых валов или шtrandов, оконтуривающих бывший здесь морской пролив.

Г. С. Бискэ и Г. Ц. Лак (1956) придерживаются иной точки зрения по этому вопросу и считают, что диатомовые водоросли, указывающие на морской генезис отложений, являются переотложенными из межледниковых отложений и не могут служить доказательством наличия морского пролива.

**Современный отдел.** Послеледниковые отложения — Q<sub>IV</sub> — представлены морскими, озерными аллювиальными, торфяно-болотными и эоловыми отложениями.

Морские отложения — Q<sub>IV m</sub> — оставленные трансгрессиями морей фолас, тапес, тривиа и, очевидно, острей, встречены во многих пунктах Северной Карелии.

К осадкам моря фолас Н. И. Апухтин относит фаунистически охарактеризованные отложения, найденные С. В. Эпштейном, С. Г. Бочем, Т. В. Васильевой и Г. А. Поротовой в районе Ковдозера, оз. Толванд, в долине р. Ковды-Иовы на отметках 60,65 и 70 м над уровнем моря; отложения с морскими диатомовыми водорослями из района оз. Верхнее Кичаны на высоте 60 м над уровнем моря. Еще более молодые морские послеледниковые осадки, принадлежащие трансгрессиям тапес и тривиа, известны в районе ст. Кузема, Княжая, Ковда, пос. Подтайбола на восточном берегу Ковдозера, по р. Ниве (в 5 км от ст. Кандалакша), у оз. Верхняя Пулонга. Они представлены глинами и песками с богатой фауной моллюсков, среди которой следует указать *Cyprina islandica* L., *Saxicava arctica* L., *Leda pernula* Müll., *Littorina littorea* L., *L. rudis* Mat., *Natica clausa* Brod. et Lon., *Buccinum undatum* L., *Mytilus edulis* L., *Tellina calcarea* Chemn., *T. baltica* L.



*Озерные отложения* — Q<sub>IV</sub> 1 — представлены различными типами осадков: глинами, песками, галечно-валунными отложениями, сапропелями, осадочными железными рудами и т. п. Глины развиты по берегам большинства озер Карелии, но обычно они маломощные и сильно опесчанены.

Пески различной крупности зерна, от самых мелких до самых грубых, слагают нижние террасы (первую и вторую) Онежского, Ладожского и других больших озер.

Галечно-валунные отложения, хорошо сортированные и хорошо окатанные, иногда слагают береговые валы у оз. Шот-Озеро, оз. Сег-Озеро и других более или менее крупных озер Карелии. Эти осадки часто являются результатом перемыва и переотложения флювиогляциальных отложений.

Гитты различного характера, от почти черных до зеленоватых, близкие к сапропелям, сапропели и диатомиты довольно широко распространены в Карелии. Начало отложения сапропелей и диатомитов по данным спорово-пыльцевого анализа датируется концом атлантического времени. Диатомиты встречаются под торфом на болотах и в озерах. Месторождения диатомитов обнаружены во многих пунктах Карелии, особенно в северных районах. Карельский диатомит, по данным К. К. Маркова, светло-серого или светло-желтого цвета, тонкозернист, в сыром состоянии пластичен, в сухом состоянии порист, рыхл, легче воды. Мощность диатомита колеблется от нескольких сантиметров до 6—7 м.

Озерные железные руды широко развиты в Карелии (более чем в 100 озерах). Они представляют собой водные окислы железа с примесью марганцовых и других соединений.

*Аллювиальные отложения* — Q<sub>VI</sub> a1 — слабо развиты на территории Карелии. Большинство рек отличается невыработанностью долин, отсутствием террас. Это особенно сильно сказывается в северных районах. В таких случаях реки часто являются только протоками (салмами) между озерами. Только такие большие сплавные реки, как Шуя и Кемь, в нижнем течении имеют хорошо выработанные террасы.

Реки Южной Карелии (Видлица, Тюккула, Шапка и др.) имеют уже несколько иной облик. Они по своему типу приближаются к рекам Ленинградской области, имеют одну-две террасы. Отлагают реки преимущественно глинистые пески.

*Торфяно-болотные отложения* — Q<sub>IV</sub> <sup>h</sup> — представлены торфами различного типа, низинными и верховыми и очень широко распространены на территории всей Карелии. Половина всех болот Карелии может быть отнесена к верховым торфяникам. Последние распространены преимущественно в Центральной и Южной Карелии. В Северной Карелии преобладают низинные болота.

Мощность торфа в среднем колеблется от 2 до 5 м, но встречаются залежи до 11 м.

На основании данных спорово-пыльцевого анализа установлено, что большинство торфяников очень молодо, начало их образования датируется суббореальным временем, только небольшая часть из них несколько старше (конец или середина атлантического времени).

*Оловяные отложения* — Q<sub>IV</sub> e01 — представлены песками, образующими древние и современные дюны. Древние дюны распространены

в прибрежной зоне наиболее крупных озер. Наличие их на побережье Ладожского озера на значительном расстоянии от современного уреза воды служит одним из доказательств имевшей здесь развитие местной озерной трансгрессии.

Древние дюны представляют собой холмы, расположенные в виде четок параллельно берегу озера, высота их 10—15 м. Асимметрия склона слабо заметна. Пески, слагающие их, слоисты, слоистость плохо различима.

В дюнах встречаются погребенные темно окрашенные прослои с остатками неолитических стоянок.

Древнее дюнообразование, по данным Б. В. Землякова, на основании археологических находок, падает на суббореальное время. Следует отметить районы массового развития древних дюн: северо-восточное побережье Ладожского озера (район Олонца и Видлицы); западное побережье Онежского озера (рр. Уйя, Шокша, Шелтозеро, Рыбрека); восточное побережье Онежского озера (устье рр. Шалы, Бесов-Нос, нижнее течение р. Черной и т. п.); район Порпорога на р. Суне, берега Южного Выга, Колвицкое озеро, южный берег Волозера и т. п.

Современные дюны развиты почти исключительно по берегам Онежского озера. Они отмечены в устьях рек Черной, Муромки, у Челмужей, недалеко от пос. Соломенное, в окрестностях Шелтозера и т. п. В некоторых пунктах они заметно подвижны (сел. Усть-Шала, Усть-Вытегра).

Широким распространением современные дюны пользуются на юго-восточном и южном побережьях Онежского озера.

Заканчивая краткий обзор строения четвертичного покрова Карелии, необходимо заметить, что история геологического развития Карелии в течение четвертичного периода и особенно ее начальные стадии изучены еще далеко не достаточно. Вместе с тем, если судить по материалам более южных частей Союза, этот отрезок времени в Фенноскандии должен был характеризоваться значительными изменениями палеогеографических условий. Об этом красноречиво свидетельствует факт наличия кристаллических валунов скандинавского типа в морене лихвинского (краковского) оледенения в Белоруссии и Польше. Это может являться несомненным доказательством того, что уже в начале четвертичного периода Фенноскандия служила центром оледенений, пережила сложную смену ледниковых и межледниковых эпох с несомненностью доказанных в областях ледниковой аккумуляции. Однако, являясь центром оледенений и для последующих ледниковых веков, территория Фенноскандии совершенно не сохранила следов событий этого ранне-четвертичного времени.

**АРХЕЙ****ВВЕДЕНИЕ**

Интрузивные образования архея представлены комплексом основных пород ряда габбро-лабрадоритов, габбро, габбро-норитов — перидотитов, в той или иной степени измененных в результате процессов метаморфизма, и гранитоидов различного состава (плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов, гранодиоритов, изредка кварцевых диоритов). В северной части республики известны небольшие тела диоритов и гнейсо-диоритов, очевидно, являющихся южным продолжением гранулитовой формации Мурманской области.

В узких локальных зонах северо-западного направления появляются отдельные дайки или серии даек метагаббро-диабазов и габбро-норитов, слабо измененных вторичными процессами.

Изучение перечисленных пород производилось коллективом геологов, преимущественно сотрудников Геолкома, Северо-Западного геологического управления и ВСЕГЕИ. Так, необходимо отметить работы Е. С. Федорова (1896, 1904), С. Ф. Машковцева (1927) и А. Строна (1929), посвященные так называемым друзитам западного Беломорья, монографию В. М. Тимофеева (1935 г.), объединившую весь материал, собранный до 1934 г., сводку П. К. Григорьева (1935) по пегматитам Северной Карелии, содержащую ряд сведений об интрузивных образованиях архея, и многочисленные работы Н. Г. Судовикова (1939б, 1950, 1955 и др.), в основном посвященные вопросам гранитизации и проблеме генезиса гранитоидов.

Большинство исследователей (А. А. Полканов, Н. Г. Судовиков, П. К. Григорьев, П. В. Соколов, А. М. Шукевич, Ю. С. Неуструев, и др.) придерживаются представления о наличии в архее данного региона двух тектоно-магматических циклов: нижнеархейского (постсвионийского) и верхнеархейского (постботнийского). По этой трактовке к нижнеархейскому интрузивному комплексу, совпадающему по времени с древнейшей саамской складчатостью, относятся сильно измененные основные и ультраосновные породы (различные амфиболиты, гиперстеновые гнейсо-диориты), а также плагиоклазовые, частично плагио-микроклиновые гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты и кварцевые диориты.

К верхнеархейской группе, совпадающей по времени со свекофенской складчатостью, принадлежат основные и ультраосновные породы, известные в литературе под названием друзитов, габбро-диориты и плагио-микроклиновые граниты. С внедрением последних связано образование обширных ареалов мигматизации и многочисленных пегматитовых жил, нередко представляющих месторождения керамического сырья и слюды.

Выделение в архее Карелии и Кольского полуострова двух тектоно-магматических циклов явилось отражением известной стратиграфической схемы И. Седерхольма (Sederholm, 1932), разработанной им для Южной Финляндии. Применение данной схемы к кристаллическим образованиям Западного Беломорья и некоторых других районов Карельской АССР было логично, когда среди развитых здесь древнейших супракристалльных толщ выделялись два комплекса — нижнеархейский (свионийский) и верхнеархейский (ботнийский), разделенные периодом саамской складчатости и эпохой внедрения древнейших (постсвионийских) интрузивных пород (Тимофеев 1935 г., ранние работы Н. Г. Судовикова). Материал, собранный при картировании Западного Беломорья привел ряд исследователей к представлению о наличии в архее Карело-Кольского региона одного тектоно-магматического цикла.

Представление о наличии в архее одного тектоно-магматического цикла получило последовательное развитие в ряде работ К. А. Шуркина (1955а, 1957, 1959), который среди архейских магматических пород Западного Беломорья выделяет следующие комплексы (от наиболее древних к молодым).

1. Преорогенная группа основных эффузивов и частью межпластовых интрузий, превращенных в различные амфиболиты.

2. Раннеорогенная группа синкинематических интрузий, отвечающая раннему этапу развития Беломорской подвижной зоны (собственно друзиты).

3. Синорогенные гранитоиды среднего этапа развития Беломорской подвижной зоны, отвечающие главной фазе архейского тектогенеза, среди которых выделяются плаггиоклазовые и плаггиомикроклиновые граниты и связанные с ними пегматиты.

4. Позднеорогенная группа заключительного этапа формирования беломорской подвижной зоны, кроме пегматитов, условно включающая малые трещинные интрузии и жилы мелкозернистых микроклиновых гранитов, а также дайки метагаббро-диабазов и габбро-норитов.

Так как схема К. А. Шуркина, удовлетворительно объясняющая некоторые нерешенные вопросы магматизма архея, пока обоснована материалом детальных исследований лишь северной части Западного Беломорья она требует подтверждения фактическим материалом по южной части Беломорской зоны и другим районам Карельской АССР.

В данном томе принята схема, согласно которой в архее Карело-Кольского региона выделяется группа ранних и поздних интрузий архея, соответственно связанных с ранними и поздними фазами архейской складчатости.

В заключение необходимо кратко остановиться на вопросе о генезисе гранитоидов архея. Большинство исследователей гранитоиды архея рассматриваются как магматические образования, с которыми связано появление обширных ареалов мигматизации и жильных пегматитов и аплитов. Наряду с этим широкое распространение получила гипотеза метасоматического генезиса гранитов, как продуктов крайнего развития процессов щелочного и кварцевого метасоматоза, в основном происходящего в твердой среде (гранитизация). Впервые представления о метасоматическом генезисе гранитоидов Карелии и Кольского полуострова были высказаны Н. Г. Судовиковым, последовательно развивающим свои идеи в целом ряде работ (1939б, 1950, 1955 гг.). Наконец, существует и третья точка зрения, допускающая присутствие среди гра-

нитоидов архея как интрузивных, так и метасоматических и палингетических пород (Неуструев, 1936 г., Григорьев, 1950 г., Мишарев и др. 1953 г., 1955 г.).

### РАННИЕ ИНТРУЗИИ

Среди ранних магматических образований архея выделяется комплекс глубоко метаморфизованных основных пород и комплекс гранитоидов, преимущественно плагиоклазового состава.

### Основные породы (ортоамфиболиты)

Древнейшие основные и ультраосновные породы, в результате метаморфизма превращенные в различные амфиболиты по представлениям Н. Г. Судовикова (1939б) и ряда других исследователей принадлежат к нижнеархейскому (постсвионийскому) интрузивному комплексу. Согласно исследованиям К. А. Шуркина (1955а), это преорогенные эффузивы и частично гипабиссальные пластовые интрузии основного, редко ультраосновного состава.

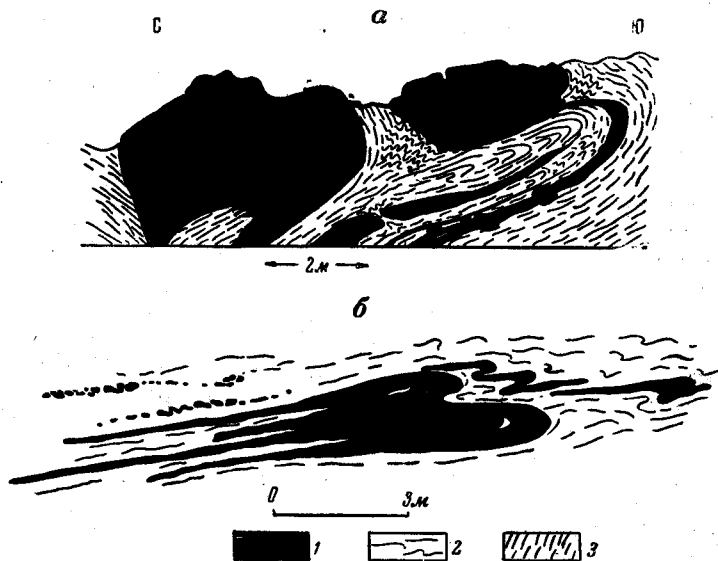


Рис. 33. Характер залегания амфиболитов в зонах интенсивной мигматизации: а — (по Н. Г. Судовикову, 1939); б — (по К. А. Шуркину, 1956)

1 — амфиболиты; 2 — мигматиты; 3 — гнейсы

На территории Карельской АССР данные породы пользуются широким распространением, образуя многочисленные пластообразные, линзообразные, реже куполообразные тела в гнейсах, параамфиболитах и неправильные, часто угловатые блоки различной величины в плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гнейсо-гранитах. Форма залегания их вторичная. В процессе архейской складчатости metabазиты, как более жесткие, чем окружающие их седиментогенные толщи, местами блокировались и фрагменты их растягивались в плоскостях расланцевания;

местами же, в зонах, насыщенных подвижным мигматизирующим материалом, испытывали пластические деформации с образованием неправильных, нередко прихотливых тел (рис. 33).

Древнейшие ортоамфиболиты обычно имеют отчетливую кристаллизационную сланцеватость и местами полосчатость, ориентированные параллельно элементам складчатой структуры вмещающих гнейсов и амфиболитов.

Среди группы ортоамфиболитов лишь изредка встречаются разновидности со следами первичномагматических структур, по особенностям состава отвечающие метагаббро, метапироксенитам и метаперидотитам. Господствующим распространением пользуются глубоко измененные породы ряда полевошпатовых, гранатовых и мономинеральных амфиболитов. Необходимо отметить, что диагностика последних часто весьма затруднительна и не всегда достоверна, так как по условиям залегания, степени метаморфизма, структуре и составу она близка как к некоторым параамфиболитам беломорской серии, так и к более поздним основным породам архея, местами сильно измененным в контактах с гранитами.

Образование древнейших метабазитов, очевидно, происходило в течение всего периода архейской седиментации, так как они встречаются во всех толщах беломорской серии. Однако максимальное развитие вулканическая деятельность, по-видимому, получила в период накопления песчано-глинисто-карбонатных осадков средней части беломорского разреза, отвечающей хетоламбинской толще. Ортоамфиболиты архея обычно в той или иной степени мигматизированы гранитным материалом плагиоклазового, реже плагиомикроклинового состава с образованием ветвистых, сетчатых и брекчиевидных мигматитов. Кроме того, они пересечены основными и кислыми породами, развитыми в пределах данного региона.

### Беломорский район

В пределах Беломорского района древнейшие метабазиты архея образуют небольшие пластовые, местами четковидно расположенные тела в толще гнейсов, параамфиболитов и мигматитов, а также многочисленные блоки — ксенолиты в гранитоидах различного состава. Наиболее крупные тела их мощностью от десятков до первых сотен метров известны в районе ст. Катозеро — о-в Великий, оз. Важецкого, о-ва Оленевского, зал. Великая Салма, г. Гирвас, озер Постельное, Лоухское и в ряде других мест.

В окрестностях ст. Катозеро грубополосчатые гранатовые амфиболиты образуют ряд пластообразных и узких линзообразных тел мощностью до 200 м. Текстура их, обусловленная неравномерным распределением и различным размером порфиروبласт граната, или же параллельным чередованием полевошпатовых и почти мономинеральных разновидностей, ориентирована параллельно сланцеватости вмещающих гнейсов. Полосчатость этих пород местами подчеркивается пластовыми жилками кварц-полевошпатового состава, нередко осложненными рядом мелких секущих апофиз. К северу от оз. Важецкого небольшие линзовидные тела амфиболитов этого комплекса располагаются кулисообразно и при выдержанном согласном залегании, в целом образуют зону, диагональную относительно простирания гнейсов и параамфиболитов вмещающей хетоламбинской толщи.

Среди ортоамфиболитов преобладают полевошпатовые, гранат-полевошпатовые и мономинеральные разновидности, не сохраняющие никаких реликтов первичных магматических структур. Это темно-серые или темно-зеленые, средне- или крупнозернистые породы сланцеватого, реже массивного сложения. Массивные разновидности обычно приурочены к центральным частям относительно крупных тел. Редко они нацело слагают отдельные небольшие тела. Внутренняя структура этих пород подчинена складчатой структуре гнейсов и параамфиболитов беломорской серии. В ряде случаев наблюдается отчетливое приспособление гнейсовидности вмещающих гнейсов к контурам блоков амфиболитовых тел.

Ортоамфиболиты характеризуются исключительным развитием вторичных, бластических структур (гранобластическая, порфиробластическая, нематобластическая). В составе их главную роль играют обыкновенная роговая обманка, плагиоклаз ряда андезина (30—44% An), иногда кварц, гранат, изредка пироксен. В небольшом количестве в этих породах присутствуют минералы группы эпидота, биотит и хлорит, местами явно развивающиеся по амфиболу, изредка скаполит, кальцит, мелкая рассеянная вкрапленность магнетита, пирита и аксессуарные: апатит, сфен, ортит. На водоразделе между озерами Топ-Озеро и Кереть наряду с амфиболитами обычного типа встречаются разновидности с плагиоклазом ряда лабрадор — битовнита, образующие небольшие линзовидные тела в параамфиболитах (Волотовская, 1940 г.). Пироксен чаще представлен диопсидом, редко гиперстеном. Обычно он образует неправильные реликтовые зерна среди замещающего амфибола. Гранат либо равномерно рассеян в массе породы, либо концентрируется в неправильных, полосчатых и линзовидных агрегатах.

Почти повсеместно амфиболиты прорываются гранитоидами плагиоклазового, реже плагиомикроклинового состава, и связанными с ними пегматитами и аплитами. В массивных разновидностях жилы этих пород часто имеют неправильную форму. В сланцеватых амфиболитах проникновение гранитного материала преимущественно происходит по плоскостям сланцеватости, приводя к образованию послонных мигматитов. В гранитах вблизи контакта часто включены блоки амфиболита различной величины и формы. В зонах контактов и интенсивной мигматизации амфиболиты, как правило, обогащаются кварцем и биотитом, явно развивающимся по роговой обманке. Одновременно происходит изменение состава плагиоклаза, представленного здесь типичным олигоклазом (22—26% An). В отдельных участках эти процессы приводят к образованию по амфиболитам вторичных гнейсов биотит-амфиболового, редко амфибол-биотитового составов. В непосредственных контактах с секущими жилами плагиомикроклиновых пегматитов иногда образуется узкая оторочка слюдита.

Диопсид-гранатовые, гранатовые и полевошпатовые амфиболиты с реликтами первичных структур (габброидной и друзитовой) описаны Н. Г. Судовиковым (1939) на мысе Толстик Белого моря, В. Н. Нумеровой в окрестностях с. Гридино (1938 г.), К. А. Шуркиным (1956 г.) на островах Керетьского архипелага Белого моря. Наиболее типично эти породы представлены на Керетьских островах (Илейкин и Андронов). Здесь они образуют узкие линзы мощностью до 10—15 м, залегающие на различных горизонтах мощной пачки параамфиболитов (рис. 34). Краевые части этих тел сложены полевошпатовыми амфиболитами. Далее следует зона гранатовых амфиболитов. Наконец, центральные

части наиболее крупных линз представлены диопсид-амфибол-гранатовыми породами, в которых по характеру распределения минералов устанавливаются реликты габбро-офитовой структуры.

Среди древнейших метакристаллических пород архей подчиненную роль играют разновидности, по-видимому, образованные за счет гипербазитов ряда перидотитов — пироксенитов. Это карбонат-актинолит-антофиллитовые и подчиненные им актинолитовые породы мыса Карташ, о-ва Кереть (Сухая варака), северного побережья оз. Варацкое, актинолит-антофиллитовые амфиболиты окрестностей с. Кереть, северного по-

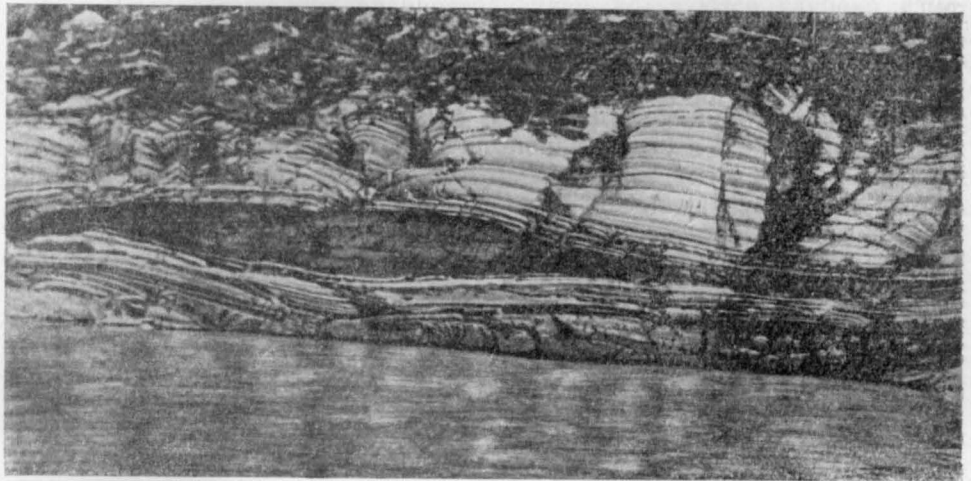


Рис. 34. Межпластовое тело диопсид-гранатового амфиболита среди лейкократовых биотито-амфиболовых гнейсов о-ва Андронов. (Фото К. А. Шуркина)

бережья о-ва Олений, Киндо-мыса, актинолит-хлоритовые и актинолит-серпентиновые сланцы водораздела между озерами Топ-Озеро и Кереть, северного побережья оз. Тикше-Озеро и некоторых других мест.

Все эти породы образуют небольшие линзовидные тела в различных горизонтах беломорской серии. Длина их колеблется от десятков до первых сотен метров, мощность — от сантиметров до 30—40 м. Нередко тела их отчетливо будинированы с образованием узких пережимов и небольших четковидно расположенных линз. Карбонат-актинолит-антофиллитовые и подчиненные им актинолитовые породы, залегающие в мощной толще параамфиболитов мыса Карташ, описывались Н. Г. Судовиковым (1939) как глубоко измененные известковистые осадки. Специально они изучались Л. А. Косым (1939) и позднее В. И. Лебедевым (1955), установившими первичномагматическую природу их. Окраска данных пород варьирует от светло-зеленовато-серой в карбонатсодержащих до темно-зеленой в существенно-актинолитовых разновидностях. В центральных частях тел породы обычно массивные, в краевых зонах — отчетливо сланцеватые. В составе их главную роль играют моноклиный и ромбический амфиболы и карбонат, количественные соотношения между которыми варьируют в широких пределах. Карбонат в основном представлен железисто-магнезиальным брейнеритом, местами доломитом, редко кальцитом. Изредка встре-



чаются реликты моноклинного или ромбического пироксена и мельчайшие зерна шпинели-хромпикотита. Из второстепенных минералов обычны слюда ряда биотит-флогопита, а также хлорит, местами гранат, магнетит и сульфиды, в основном представленные пирротином, реже халькопиритом. В контакте с секущими жилами гранитных пегматитов наблюдается перекристаллизация актинолита, а местами и антофиллита, и обогащение пород слюдой и хлоритом. Изредка в этих контактных разновидностях появляются плагиоклаз, розовый корунд и турмалин. По В. И. Лебеву, с воздействием на карбонат-актинолит-антофиллитовые породы мигматизирующих кислых растворов, связано обогащение их гранатом ряда пироп-альмандина. В отдельных случаях (юго-западное побережье Кривого озера) этот процесс приводит к образованию своеобразных гранатовых пород с небольшим количеством биотита, плагиоклаза, кварца, хлорита, реликтовых зерен амфибола, рудного минерала и местами редких порфиробласт кианита.

В актинолит-серпентиновых сланцах водораздела между озерами Топ-Озеро и Кереть в небольшом количестве присутствует реликтовый оливин.

Химическая характеристика древнейших метабазитов и метагипербазитов архея приведена в табл. 14.

Таблица 14

Окислы	Амфиболиты		Карбонат-амфиболовая порода
	полевошпатовые	кварц-полевошпатовые	
	с. Шуеренкое		п-ов Карташ
	1	2	
SiO <sub>2</sub>	45,05	56,39	34,44
TiO <sub>2</sub>	1,24	2,73	0,015
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,12	14,82	2,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,61	2,70	0,83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,56
FeO	10,11	9,37	8,26
MnO	0,52	0,44	0,14
MgO	13,32	4,57	26,98
CaO	9,56	6,80	6,31
Na <sub>2</sub> O	1,75	1,46	0,41
K <sub>2</sub> O	0,71	0,24	0,20
CO <sub>2</sub>	—	—	14,57
H <sub>2</sub> O	—	—	1,50
SO <sub>3</sub>	0,05	1,13	—
П. п. п.	0,94	—	—
Сумма	99,98	100,29	99,91

Анализ 1—2 по Н. А. Игнатьеву (1934 г.), анализ 3 по В. И. Лебеву (1955б, 1955в)

Судя по приведенным данным, полевошпатовые ортоамфиболиты (анализ 1) по составу близки к габбро-норитам Западного Беломорья, характеризующимся широким развитием вторичных друзитовых структур. В то же время кварц-полевошпатовые разновидности (анализ 2) значительно отличаются не только от друзитов, но и связанных с ними

амфиболитов заметным обогащением  $\text{SiO}_2$ , в меньшей степени  $\text{K}_2\text{O}$  и одновременным обеднением  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ . Подобное изменение состава, по-видимому, обусловлено явлениями щелочного и кварцевого метасоматоза, сопровождающимися интенсивным разрушением некоторых силикатов (пироксен, амфибол, гранат), в зонах интенсивной мигматизации или контактах с плаггиомикроклиновыми гранитами.

Карбонат-актинолит-антофиллитовые породы мыса Карташ (анализ 3), характеризующиеся резкой недонасыщенностью  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , преобладанием  $\text{MgO}$  над  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  и значительным содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , по составу близки к перидотитам. По представлениям В. И. Лебедева (1955б), образование их связано с процессами амфиболитизации в условиях среды, богатой Са, Mg и Fe, претерпевавшей выносу этих элементов во вмещающие породы. При метаморфизме данных пород главную роль, по-видимому, играли богатые углекислотой гидротермальные растворы, связанные с относительно низкотемпературными стадиями региональной мигматизации. Источником  $\text{CO}_2$ , привнос которого в измененные гипербазиты является несомненным, очевидно, служили известковистые породы, присутствовавшие в составе седиментогенной беломорской серии этого района.

### ***Комплекс метагаббро (ортоамфиболиты), габбро-диоритов, гнейсо-диоритов и гранодиоритов***

В Северной и Северо-Западной Карелии известен ряд небольших тел, сложенных комплексом основных средних и кислых пород. Это метагаббро (габбро-амфиболиты), габбро-диориты (диориты и гнейсо-диориты района ст. Алакуртти—оз. Куола-Ярви, окрестностей оз. Вуори-Ярви (Волотовская, 1948 г., Нефедов, Макарова, 1958 г.), зоны Тикше-Озеро—Елетьозеро и некоторых других мест. Стратиграфическое положение данного магматического комплекса точно не установлено. Рядом исследователей (Неуструев, Амозова, Волотовская), отмечавших пересечение этих пород жилами плаггиогранитов, они относились к ранним интрузиям архея, предшествовавшим периоду образования олигоклазовых гнейсо-гранитов так называемой I группы. Однако, после того как В. И. Шмыгалевым (1956, 1958 гг.) среди кристаллических образований Северной Карелии был выделен комплекс ранних нижнепротерозойских диоритов, гранодиоритов, плаггиогранитов, наличие эруптивных соотношений между плаггиогранитами и гнейсо-норитами, гнейсо-диоритами, гнейсо-гранодиоритами еще не определяет раннеархейский возраст последних. Ввиду отсутствия фактических данных, эти породы, по аналогии с комплексом гнейсо-диоритов Кольского полуострова, условно отнесены к ранним интрузиям архея. По-видимому, к этой же группе принадлежат пироксеновые и биотит-амфиболовые диориты о-ва Поньгом (Судовиков, 1939б) на Белом море.

### **Карельский район**

В районе между ст. Алакуртти и оз. Куола-Ярви пироксеновые и пироксен-амфиболовые диориты образуют отдельные небольшие тела в гранито-гнейсах архея. Ширина их редко превышает десятки метров, а длина — первые сотни метров (Волотовская, 1948 г.). Это серые (до темно-серых), массивные или гнейсовидные породы, в основном состоящие из андезина (34—38% An), гиперстена, диопсида и

замещающей их обыкновенной роговой обманки. Обычно в небольшом количестве присутствуют биотит и хлорит, часто явно развивающиеся по гиперстену, и аксессуарные — рудный минерал, сфен, лейкоксен и кальцит. В контакте с вмещающими гнейсо-гранитами диориты местами сильно обогащаются амфиболом и кварцем, переходя в массивные полевшпатовые амфиболиты.

В окрестностях оз. Vuори-Ярви метагаббро (ортоамфиболиты), пироксеновые габбро-диориты, диориты и гнейсо-диориты слагают ряд небольших тел, подчиненных простиранию северо-восточной складчатой структуры вмещающих гранито-гнейсов архея. Размер их колеблется от долей квадратных километров до 1,5 км<sup>2</sup>. Согласно данным Е. В. Нефедова и Г. В. Макаровой (1958 г.), наиболее крупное из этих тел имеет следующее строение. В северной и северо-западной частях его, по-видимому, отвечающим лежащему боку интрузии, развито метагаббро. Это темно-серая (до черной) мелко- и среднезернистая порода массивного, реже гнейсовидного сложения. В составе ее главную роль играют обыкновенная роговая обманка, с краев замещающаяся биотитом и хлоритом и плагиоклаз ряда андезина — лабрадора несколько серицитизированный и карбонатизированный. В небольшом количестве в породе присутствуют кварц, эпидот, рудный минерал и единичные зерна циркона. Метагаббро рассечено маломощными жилками альбита, кварца и карбоната, в зоне контакта с которыми наблюдается рассеянная вкрапленность пирита и пирротина. Южная часть описываемого тела сложена габбро-диоритами, диоритами и гнейсо-диоритами, различающимися между собой особенностями текстуры и количественными соотношениями главных породообразующих минералов. Это серые и темно-серые, мелко- и среднезернистые породы гнейсовидного или массивного сложения. В диоритах местами отчетливо выражена трахитоидность, обусловленная субпараллельной ориентировкой плагиоклаза. Структура их варьирует от гипидиоморфной и пойкилитовой в массивных до аллотриоморфной, нематобластической и гранобластической в гнейсовидных разновидностях. В составе этих пород главную роль играют пироксены (гиперстен, клипогиперстен, диопсид), амфибол и плагиоклаз варьирующего состава (от олигоклаза—андезина до андезин-лабрадора), количественные соотношения между которыми колеблются в широких пределах. Пироксен обычно в той или иной степени замещен обыкновенной роговой обманкой, в свою очередь измененной в биотит и хлорит, реже в голубовато-зеленый амфибол, по-видимому, с некоторой примесью щелочного компонента. Почти повсеместно в этих породах присутствует кварц в количестве от 3—5 до 15—20%. В отдельных участках наблюдается микропегматитовое сростание его с полевыми шпатами. Габбро-диориты и диориты местами несут рассеянную вкрапленность сульфидов. В гнейсо-диоритах иногда появляются узкие линзовидные агрегаты граната.

В зоне Тикше-Озеро — Ельетозеро породы этого комплекса, впервые описанные Ю. С. Неуструевым (1938 г.), представлены габбро-амфиболитами, с отдельными участками гнейсо-норитов и метагаббро-пироксенитов, гнейсо-диоритами, амфиболовыми мангеритами и разновидностями, близкими к чарнокитам. Габбро-амфиболиты, подчиненные им гнейсо-нориты и метагаббро-пироксениты в основном сосредоточены на побережье и островах Окуневой губы оз. Ельетозеро. Это средне- и крупнозернистые породы темно-серого, местами почти черного цвета.

В отдельных слабо измененных участках легко различимы буроватые кристаллы гиперстена длиной до 1 см. Местами наблюдается отчетливая полосатость, проявляющаяся в параллельном чередовании лейкократовых и меланократовых разновидностей, совпадающая с ней гнейсовидность и линейная направленность столбчатых кристаллов амфибола и пироксена.

По представлениям Ю. С. Неуструева (1937 г.), полосчатая структура этих пород является первичной, возникшей в процессе течения магмы при ее внедрении. Элементы структуры преимущественно ориентированы в северо-западном направлении, параллельно гнейсовидности вмещающих гнейсов и амфиболитов архея.

В габбро-амфиболитах пироксен интенсивно, местами нацело, замещен обыкновенной роговой обманкой.

Для гнейсо-норитов характерна первичная гранобластическая структура, обусловленная коррозионными соотношениями минералов. Эта порода в основном состоит из гиперстена, обыкновенной роговой обманки, местами явно развивающейся по пироксену, и лабрадор-битовнита (58—88% An), обрастающего каймой кислого плагиоклаза. В небольшом количестве в ней присутствуют биотит, рудный минерал и акцессорные: сфен и апатит. Габбро-амфиболиты, прорываются

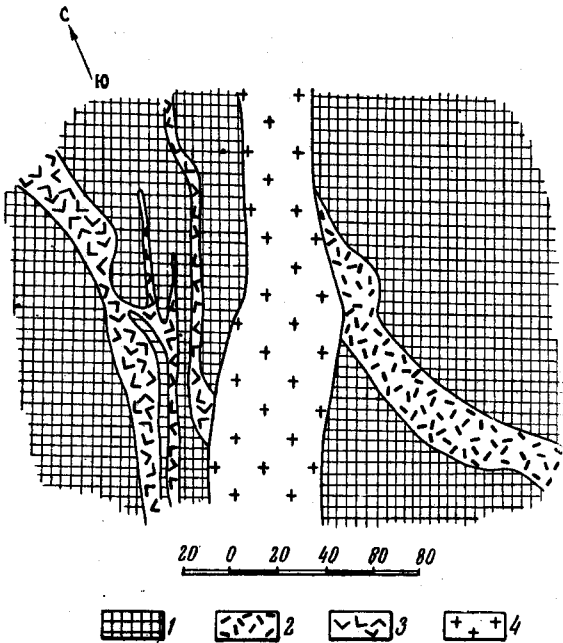


Рис. 35. Жила диорита в габбро-амфиболите (по Т. И. Амоновой, 1952).

1 — габбро-амфиболиты; 2 — мелкозернистые меланократовые диориты; 3 — плагиопегматиты; 4 — микроклиновые граниты

жилами олигоклазовых и плагиомикроклиновых гранитов. Т. И. Амоновой (1951 г.) описано пересечение их небольшими жилками диорита (рис. 35).

Гнейсо-диориты преимущественно развиты в районе с. Тервелакша, к северу от Окуневой губы оз. Елетьозеро, к югу от горы Тайбола на оз. Тикше-Озеро и на побережье оз. Ромбакка. Отдельные ксенолиты их описаны А. С. Зуйковой к востоку от оз. Кунд-Озеро (1951 г.) среди плагиомикроклиновых гранитов архея.

Это серые, до темно-серых, мелкозернистые породы полосатого или массивного сложения. Цветной минерал в основном представлен обыкновенной роговой обманкой. Иногда в небольшом количестве присутствуют гиперстен, биотит и хлорит, нередко замещающие пироксен и амфибол. Плагиоклаз представлен андезином (35—40% An). Подчиненную роль играют кварц, вторичные серициты, эпидот и акцессорные: апатит и циркон.

Т. И. Амоновой (1951 г.) в районе с. Тервелакши описаны крупнозернистые до пегматоидных, лейкократовые диориты, рассекающие гнейсо-диориты сетью маломощных неправильных жил.

Ю. С. Неуструевым (1938 г.) в гнейсо-диоритах к юго-востоку от оз. Ромбакка была встречена зона пирротиновой вкрапленности, ориентированная согласно полосатости вмещающих пород. На юго-восточном берегу того же озера им описано переслаивание гиперстеновых диоритов с оригинальными микроклин-диопсидовыми и микроклин-андезин-амфиболовыми породами по типу близкими к чарнокитам и мангеритам.

Необходимо отметить, что эти породы, по-видимому, аналогичны мангеритам Кольского полуострова, представляющим продукты метасоматического изменения гнейсо-диоритов в зонах щелочного метасоматоза, связанного с воздействием микроклинных гранитов.

### Беломорский район

Своеобразный комплекс пород Поньгом-острова, детально описанный Н. Г. Судовиковым (1939б), представлен гиперстен-диопсидовыми и биотит-амфиболовыми гранодиоритами, связанными с ними порфиroidными гранитами и аплитовидными жильными породами.

Гиперстен-диопсидовые гранодиориты представляют темно-серую, равномернозернистую массивную породу, в основном состоящую из олигоклаз-антипертита (28—30% An), резко подчиненного количества кварца и ортоклаза. Суммарное содержание цветных минералов (пироксенов и биотита) не превышает 10%. В небольшом количестве присутствуют обыкновенная роговая обманка, апатит и магнетит. Содержание калиевого полевого шпата весьма непостоянно. Иногда он присутствует только в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе. Характерна интенсивная резорбция ортоклазом всех минералов, за исключением кварца, а так же отчетливая коррозия пироксенов олигоклазом.

Биотит-амфиболовые гранодиориты отличаются от разновидностей, описанных выше, отсутствием пироксенов и повышенным содержанием биотита и амфибола. Местами в породе в значительном количестве присутствует гранат, образующий неправильные мелкозернистые агрегаты, реже довольно крупные изометричные зерна.

На южном берегу Поньгом-острова обнажаются амфибол-микроклинковые гранодиориты и связанные с ними граниты, характеризующиеся присутствием крупных порфиroidных кристаллов микроклина; на восточном берегу в гранодиоритах включен ряд неправильных блоков светло-серой и розовато-серой породы, по-видимому, представляющих не полностью переработанные ксенолиты гнейсов.

Пироксеновые и биотит-амфиболовые диориты пересечены многочисленными жилами серой (до темно-серой) мелкозернистой породы, по составу близкой к аплиту. Кроме олигоклаза (20—28% An), кварца и ортоклаза в очень небольшом количестве в ней присутствуют амфибол, биотит, гранат и магнетит. Ортоклаз, содержание которого местами достигает 50%, образует неправильные зерна, явно выполняющие формы коррозии в плагиоклазе и других минералах.

Гиперстен-диопсидовые диориты рассечены различно ориентированными дайками амфиболо-полевошпатовых и полевошпатовых эклогитов. Это темно-серые породы, состоящие из варьирующего количества олигоклаза, граната, диопсида, обыкновенной роговой обманки, редко гиперстена, очень небольшого количества кварца, биотита, акцес-

сорных магнетита, апатита и изредка рутила. Плагноклаз резко зональный. Центральная часть зерен его представлена кислым андезитом (30% An), кайма — олигоклазом (20% An). Структура породы гранобластическая, местами с реликтами бластопорфиритовой.

По представлениям Н. Г. Судовикова (1939б), пироксеновые гранодиориты являются метасоматитами, возникшими на месте за счет каких-то более основных пород. Жильные ортоклазовые аплиты и большая часть роговообманковых диоритов предположительно трактуются им как анатектиты, образованные на крайней стадии процессов гранитизации за счет частичного плавления наиболее лейкократовых пород, и их последующей кристаллизации.

Необходимо отметить, что гранодиориты Поньгом-острова сопоставляются Н. Г. Судовиковым с комплексом пироксеновых гнейсо-диоритов Кольского полуострова, которые, согласно, детальным исследованиям А. А. Полканова (1936), представляют первичномагматические породы.

Несмотря на то что комплекс габбро-амфиболитов и гнейсо-диоритов Карельской АССР еще изучен недостаточно, уже сейчас с очевидностью устанавливается сложный характер его. По-видимому, это единый нормальный ряд дифференциации, начинающийся основными породами типа габбро-норитов и продолжающийся диоритами различного состава и их жильными производными (пегматоидные диориты, габбро-пегматиты, диорит-пегматиты).

Переслаивание габбро-амфиболитов с гнейсо-диоритами свидетельствует о том, что обе эти породы близки по времени образования. Возникновение таких сложных комплексов, очевидно, связано с расслоением магмы в процессе движения, имевшем место при внедрении ее в интрузивную полость. Наряду с этим присутствие отдельных жил гнейсо-диорита в габбро-амфиболите свидетельствует о том, что часть диоритов является более поздними членами этой генетической группы.

Комплекс габбро-амфиболитов, диоритов, гнейсо-диоритов Карелии по петрографическим ассоциациям, структуре и минералогическому — составу аналогичен комплексу гиперстеновых гнейсо-диоритов Кольского полуострова. Магматический генезис последних, после детальных исследований А. А. Полканова (1936, 1937), не вызывает особых сомнений. По представлениям А. А. Полканова, многообразие этих пород является следствием реакции взаимного обмена между твердой фазой и магматическим расплавом. При этом процессе первичный амфибол диоритов замещается парагенетической ассоциацией: гиперстен + диопсид + анортит. При замещении амфибола и пироксена биотитом возникают слюдяные диориты, а при реакции между гиперстеном и анортитом гранатсодержащие разновидности. В последнюю стадию кристаллизации в условиях подвижности магматического расплава происходит образование гнейсовидных разновидностей с первичными гранобластическими структурами и автометаморфное изменение пород, еще более усложняющее первичный состав их.

### **Гранитоиды**

На прилагаемой к тому геологической карте огромные площади, ориентированные в субмеридиональном и северо-западном направлениях, обозначены ранними гранитоидами архея. Наиболее крупные тела этих пород, измеряемые тысячами квадратных километров, нахо-

дятся на восточном побережье Онежского озера, в зоне Ведл-Озеро — Выг-Озеро, к северу и востоку от оз. Бол. Янис-Ярви, на водоразделе Выг-Озеро — Сег-Озеро — Онд-Озеро, к западу от оз. Онд-Озеро, между государственной границей с Финляндией и озерами Мусос-Озеро, Лекс-Озеро, Торос-Озеро, Каменное, к югу и северу от системы озер Куйто и по восточному побережью озер Куола-Ярви. Более мелкие тела этих пород площадью в десятки и сотни квадратных километров имеются на водоразделе между озерами Топ-Озеро, Кереть, Пя-Озеро и Тикше-Озеро, к югу от оз. Топ-Озеро и ряда других мест<sup>1</sup>.

По представлениям большинства исследователей (Н. Г. Судовиков, Ю. С. Неуструев, Д. Т. Мишарев, В. С. Смирнов и др.), среди гранитоидов данной группы преобладают существенно олигоклазовые разновидности. Резко подчиненную роль играют плагиомиоклазиновые граниты и кварцевые диориты, образующие отдельные небольшие тела.

Как показали детальные работы последних лет, граниты и гнейсо-граниты так называемой 1 группы представляют сложный комплекс, неоднородный по возрасту, генезису и составу. В пределах его господствующим распространением пользуются гнейсы гранито-гнейсы керетской и местами хетоламбинской толщи, обычно сильно мигматизированные.

Так, в северной части Западного Беломорья олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты предположительно раннеархейской группы, сейчас выделяются только в районе озер Ханкаш — Б. Воронское (Мишарев, Смирнов и др., 1955 г.). Некоторые массивы плагиогранитов и гранитоидов в Карельском районе, ранее относившиеся к архею, по новым данным являются ранними нижнепротерозойскими. Небольшие тела этих пород, выделенные по данным съемок до 1941 г., пока сохраняются на водоразделе между озерами Топ-Озеро и Кереть. В районе озер Пя-озеро и Тава-Ярви на площади, прежде картировавшейся гранитоидами нижнего архея, теперь выделены гнейсы и гранито-гнейсы керетской толщи и диориты, гранодиориты раннего нижнепротерозойского комплекса, слагающего крупный Таваярвинский массив.

На участке к северо-востоку от оз. Бол. Янис-Ярви, где по данным мелкомасштабных съемок были показаны олигоклазовые гнейсо-граниты, слагающие южную часть крупного Восточно-Финляндского антиклинория, в результате детальных работ Е. М. Михайлюк (1957 г.) установлено широкое развитие осадочно-эффузивных образований и прорывающих их гранитоидов нижнего протерозоя, среди которых только местами сохраняются реликты архейского гранито-гнейсового фундамента.

Как видно из приведенных примеров, выделение ранних гранитоидов архея является весьма условным, нередко не подтверждающимся новейшими геологическими данными. Тем не менее, те площади Центральной, Юго-Восточной и Западной Карелии, для которых детальные исследования последних лет отсутствуют, мы вынуждены оставлять в интерпретации прежних исследований, условно показывая их ранними гранитоидами архея.

На территории Карелии породы данного комплекса были описаны еще в работах Комарова (1842), А. А. Иностранцева (1871, 1877) и ряда других исследователей. Однако более детальное изучение их,

<sup>1</sup> Необходимо отметить, что зоны, прежде картировавшиеся гранитоидами нижнего архея, по мере продолжения и углубления геологических исследований постепенно сокращаются местами вплоть до полного исчезновения их.

в основном проводившееся коллективом геологов Северо-Западного геологического управления (В. М. Тимофеев, П. К. Григорьев, Н. Г. Судовилов, Ю. С. Неуструев, Г. Н. Бунтин, В. Н. Нумерова, С. А. Дюков и др.) началось после Великой Октябрьской социалистической революции в связи с систематической геологической съемкой и изучением полезных ископаемых этого региона.

Начиная с 30 годов XX в. и до последнего времени господствует представление о раннеархейском (постсвионийском) возрасте плагиоклазовых гранитов и гнейсо-гранитов, отделенных от плагиомикроклиновых гранитов позднеархейского интрузивного комплекса периодом внедрения гипабиссальных основных пород. Основанием для этого послужило наличие в габброидах Западного Беломорья ксенолитов архейских гнейсов с инъекционным материалом кварц-олигоклазового состава и следы воздействия на основные породы более поздних плагиомикроклиновых гранитов. Однако после того как К. А. Шуркиным (1955а) среди архейских основных пород были выделены преорогенная, раннеорогенная и позднеорогенная группы, это основание не может считаться критерием для выделения двух эпох внедрения гранитов или двух периодов гранитизации в архее.

Стратиграфическое положение ранних гранитоидов архея определяется следующими фактами: а) эрупцией и мигматизацией ими гнейсов и параамфиболитов беломорской серии, а также древнейших основных пород ряда габбро-амфиболитов; б) локальной мигматизацией олигоклазовых гнейсо-гранитов гранитным материалом плагиомикроклинового состава; в) присутствием гальки плагиогранитов, гнейсо-гранитов и гранодиоритов в базальных конгломератах, подстилающих нижнепротерозойские осадочно-эффузивные образования гимольской и парандовской серий.

Ниже приводится краткая характеристика ранних гранитоидов архея по основным геологическим районам данной территории.

### Беломорский район

В пределах Беломорского района более или менее значительные тела ранних гранитоидов архея отсутствуют. Несколько условно к ним отнесен гранитный массив района Ханкаш — оз. Воронское.

На площади Западного Беломорья главная масса гранитоидного материала сосредоточена в виде маломощных, преимущественно пластовых, жил в гнейсах и амфиболитах беломорской серии, в виде цемента в зонах брекчирования тех же пород (агматиты) или межгранулярно в мигматитах различного состава. Вследствие этого краткое описание, приведенное ниже, в основном сводится к характеристике инъекционного беломорскую серию жильного гранитного материала.

Размер жильных тел варьирует от сантиметров до 3—5 м, редко до 20—30 м мощностью. Количественные соотношения между инъекционным материалом и субстратом составляют в среднем около 30%. Контакты между жилами и вмещающими породами местами резкие, местами постепенные, расплывчатые, обусловленные широким развитием процессов метасоматоза. За исключением пегматоидных разновидностей, гранитоиды данной группы имеют гнейсовидное, реже массивное сложение. Внутренняя структура жильных тел, обусловленная субпараллельной ориентировкой цветного минерала (преимущественно биотита), является не самостоятельной, а подчиненной складчатой структуре гнейсов и амфиболитов беломорской серии.



Инъекционный жильный материал в основном представлен плагиогранитом, гранодиоритом, кварцевым диоритом и плагиомикроклиновым гранитом с варьирующим содержанием калиевого полевого шпата. Плагиограниты и гранодиориты, в основном сосредоточены в енской, лоухской и хетоламбинской толщах, представляют светло-серые или желтовато-серые породы мелко- или среднезернистого сложения. Структура их чаще гранобластовая. В составе их главную роль играют плагиоклаз ряда олигоклаза (22—28% An), местами слабо серицитизированный, и в меньшей степени кварц. В небольшом количестве в этих породах присутствуют биотит, реже мусковит и акцессорные сфен, апатит и циркон. В жилах, залегающих среди амфиболовых гнейсов и амфиболитов, местами появляются обыкновенная роговая обманка, минералы группы эпидота и гранат. В пегматоидных плагиогранитах, изъезженных высокоглиноземистые гнейсы енской и лоухской толщ, изредка присутствуют гранат и кианит. Удлиненные пластинчатые кристаллы последнего обычно ориентированы перпендикулярно контактам жильных тел.

Кварцевые диориты, преимущественно приуроченные к пачкам амфиболитов, характеризуются серой (до темно-серой) окраской и повышенным содержанием плагиоклаза, представленного кислым андезином (30—34% An). Микроклин-плагиоклазовые разновидности, в основном сосредоточенные в нижней керетской толще, имеют белую или светло-розовую окраску и среднезернистое сложение. Обычно в них отчетливо выражены явления щелочного метасоматоза, проявляющиеся в замещении олигоклаза калиевым полевым шпатом. Местами на границе плагиоклаза и микроклина появляется кайма вторичного альбита или неправильная оторочка мирмекита.

Плагиоклазовые граниты и гнейсо-граниты района озер Ханкаш — Бол. Воронское впервые описаны В. С. Смирновой (1953 г.). Здесь они образуют узкое тело длиной около 12 км и шириной 0,35—4,0 км, вытянутое в северо-восточном направлении, параллельно региональной геологической структуре этого участка. Северо-западный контакт его со вмещающими гнейсами хетоламбинской толщи постепенный, сопровождающийся широким развитием явлений мигматизации, юго-восточный — резкий, очевидно, проходящий вдоль древнего разлома. К этой же тектонической зоне приурочены небольшие тела основных пород (габброноритов), местами пересекающих вмещающие гнейсы и гнейсо-граниты. Плагиограниты данного участка характеризуются серой и светло-серой окраской и средне- или крупнозернистым сложением. В юго-западной части интрузивного тела они массивные, однородные, в северо-восточной части его преимущественно гнейсовидные. Здесь же местами наблюдается отчетливая полосчатость, обусловленная параллельным чередованием пропластков с различным содержанием биотита. Обе эти разновидности характеризуются гранобластической структурой, местами в сочетании с реликтовой гранитовидной. В составе их главную роль играют кислый плагиоклаз (13—15% An), в меньшей степени кварц и биотит. Из акцессорных минералов обычен апатит и относительно редко циркон и магнетит. В небольшом количестве в породе присутствуют минералы группы эпидота, образующие единичные крупные зерна, и пластины хлорита, явно развивающиеся по биотиту.

Гранитоиды этого массива несут следы воздействия более молодых плагиомикроклиновых гранитов, образующих маломощные жилки и небольшие неправильные гнезда. В контакте с ними во вмещающих

плагиигранитах в том или ином количестве появляется калиевый полевой шпат, явно корродирующий плагиоклаз и кварц. Здесь же наблюдается замещение биотита мусковитом.

На водоразделе между озерами Топ-Озеро и Кереть ранние гранитоиды архея выделены довольно условно. Не исключена возможность, что при последующих исследованиях среди них будут установлены более или менее обширные площади распространения гнейсов и гранито-гнейсов нижней керетской толщи. Судя по имеющимся данным, они в основном представлены гнейсовидными, редко массивными разновидностями. Местами среди светло-серых и желтовато-серых гнейсо-гранитов этого района выделяются небольшие тела меланократовых биотит-амфиболовых гранодиоритов и кварцевых диоритов. Часть из них, приуроченная к контактам с амфиболовыми сланцами и амфиболитами, очевидно, возникает при загрязнении гранитоидов материалом этих основных пород. Гибридные гранодиориты и кварцевые диориты, связанные с вмещающими гранитами рядом постепенных переходов, характеризуются серой, до темно-серой окраской, постоянным присутствием обыкновенной роговой обманки, андезина (32—36% An) и низким содержанием кварца.

В северо-западной части Беломорского региона в зоне контакта с комплексом ультраосновных, щелочных и карбонатных пород массива Вуориярви олигоклатовые гнейсо-граниты и чередующиеся с ними гра-

Таблица 15

Окислы	Плагииграниты		Инъекционный материал
	Массив Ханкаш	Маткозеро	о-в Сосновец
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	70,12	72,11	72,22
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,23	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,59	15,29	15,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,03	0,39
FeO	2,53	1,00	1,24
MnO	Нет	0,04	0,02
CaO	4,32	2,49	2,34
MgO	1,40	0,58	0,30
Na <sub>2</sub> O	4,13	4,45	4,12
K <sub>2</sub> O	1,28	2,40	2,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	—	—
SO <sub>3</sub>	0,32	—	—
H <sub>2</sub> O	—	0,03	0,13
П. п. п.	0,29	0,45	0,44
Сумма	100,56	100,10	99,55

Анализ 1 по В. С. Смирновой (1955 г.); анализ 2 по В. М. Тимофееву— А. С. Гуревичу (1935); анализ 3 по Н. Г. Судовикову (1935).

нито-гнейсы несут отчетливые следы воздействия щелочной магмы, проявляющиеся в широком развитии микроклина, альбита и в особенности щелочного пироксена (Волотовская, 1958). Мощность контактового ореола колеблется в пределах 1,5—4,5 км. Макроскопически эти фенилизированные породы характеризуются зеленоватой или голубоватой

окраской и присутствием тончайших жилок ярко-зеленого эгирина, мощностью от долей миллиметра до 1—2 м. Большая часть из них приурочена к малым разломам, плоскостям гнейсовидности, отдельности и другим ослабленным зонам.

Н. А. Волотовской (1947 г.) к западу от ст. Алакуртти и Г. А. Поротовой (1950 г.) к северу от оз. Пана-Ярви описаны своеобразные аплитовидные граниты, образующие систему жил мощностью до 1,5—2 м среди гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов архея. Это розовые чрезвычайно лейкократовые, мелкозернистые породы, на 75—80% состоящие из альбит-олигоклаза, сильно серицитизированного, и 10—20% кварца. В небольшом количестве в них присутствуют первичный микроклин, развитый в виде короткопризматических неправильных зерен, биотит, магнетит, апатит и хлорит. Стратиграфическое положение данных пород точно не установлено. Особенности минералогического состава и пространственная связь с олигоклазовыми гнейсо-гранитами позволяет условно рассматривать их как жильную фацию последних.

Химическая характеристика олигоклазовых гнейсо-гранитов Беломорского района приведена в табл. 15.

Как видно из приведенных данных, содержание главных окислов в этих породах (кроме  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ ) колеблется в ограниченных пределах. По химическому составу они близки к гранодиоритам. Как и для всех гранитоидов, залегающих среди богатых глиноземом гнейсов беломорской серии, для них характерна некоторая пересыщенность  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

### Карельский район

В Центральной и Западной Карелии плагиограниты и связанные с ними гранодиориты слагают значительные площади вытянутые в субмеридиональном и северо-западном направлении параллельно простиранию складчатых структур протерозойских супракрустальных толщ. Необходимо отметить, что стратиграфическое положение этих пород точно не установлено. Большею частью геологов они рассматривались как ранние гранитоиды архея ( $\gamma^1$ ). Однако после того как детальными исследованиями последних лет (Шмыгалев 1956—1958 гг.) вдоль южного обрамления Северо-Карельской синклинойной зоны был выделен крупный Таваярвинский массив диоритов — гранодиоритов — плагиогранитов, относящийся к ранним интрузиям нижнего протерозоя, естественно, возникло сомнение в архейском возрасте плагиоклазовых гранитоидов данного района. По-видимому, эти породы представляют сложный, неоднородный комплекс, в составе которого наряду с гранито-гнейсами и ранними гранитоидами архея широко развиты ранние гранитоиды нижнего протерозоя, аналогичного или близкого состава. Детальное изучение и разделение данных пород представляет задачу дальнейших исследований. В настоящее же время они условно рассматриваются нами как ранние интрузии архея.

Плагиограниты и гранодиориты этого района преимущественно представлены гнейсовой структурной фацией. Значительно реже встречаются массивные разновидности, слагающие небольшие площади среди широкого поля развития гнейсовидных пород того же состава. Подобные граниты описаны Н. Г. Судовиковым (1940 г.) и Ю. С. Неуструевым (1937 г.) к югу от зоны р. Оланга — оз. Сокол-Озеро, Г. Т. Макеенко (1947 г.) в восточной части Калевальского района.

Структура гранитных полей является сопряженной с тектоникой включенных среди них гнейсов и амфиболитов. В южной части Карельской АССР гнейсовидность гранитов преимущественно ориентирована в северо-западном направлении параллельно складчатой структуре более молодых протерозойских пород. Отклонение от этого главного направления до СВ 10—30° наблюдается в районе озер Юрк-Озеро, Порос-Озеро, Кумч-Озеро и с. Койкары. В центральной и северной частях республики направление гнейсовидности варьирует в широких пределах. В общем для данной площади преобладающим является тоже северо-западное простирание, переходящее в северо-восточное к югу и западу от с. Контокки, горы Шурле-вара и в широтное на участке к югу от Северо-Карельской синклинирной зоны. Местами наблюдается довольно отчетливое приспособление гнейсовидности гранитов к структуре более молодых осадочно-эффузивных комплексов нижнего протерозоя.

Олигоклазовые граниты и гранодиориты почти повсеместно содержат ксенолиты гнейсов, амфиболитов, редко габбро-амфиболитов и гнейсо-диоритов. Там, где количество их наиболее велико, порода местами приобретает характер эруптивной брекчии. Форма ксенолитов пластообразная, линзообразная, иногда неправильная остроугольная. Размер их колеблется от сантиметров до нескольких метров, только изредка достигая сотен метров (район оз. Кунд-Озеро). Породы, образующие ксенолиты, пересечены мелкими жилками плагиогранита, плагиопегматита и плагиоаплита. Контакты гранитов с крупными телами этих пород обычно сопровождаются локальными ореолами мигматизации.

Олигоклазовые граниты, гнейсо-граниты, гранодиориты и их мигматиты по гнейсам и амфиболитам архея часто в той или иной степени микроклинизированы. Интенсивность этого процесса варьирует в широких пределах от образований каймы микроклина вокруг плагиоклаза, через порфиробластические гнейсы с крупными зернами калиевого полевого шпата к более или менее однородным плагиомикроклиновым гнейсо-гранитам, только местами сохраняющим реликтовые зоны олигоклазовых гранитов. Обширные поля таких глубоко измененных пород описаны С. А. Дюковым (1947 г.) в Ругозерском районе, В. Ф. Мотычко (1947 г.) в районе с. Маслозера, В. А. Перевозчиковой (1947 г.) к юго-востоку от оз. Онд-Озеро и другими исследователями.

Как уже было отмечено выше, среди данного комплекса господствующим распространением пользуются плагиоклазовые граниты, в которых микроклин либо отсутствует, либо содержится в ничтожном количестве. Наряду с этим, встречаются разновидности со значительным количеством калиевого полевого шпата, для которых постепенные переходы во вмещающие плагиоклазовые граниты с несомненностью документируют их генетическую связь с этими последними.

В. М. Тимофеевым (1935б) для южной части Карельской АССР отмечается обогащение микроклином пегматоидных разновидностей, очевидно представляющих продукты остаточной кристаллизации исходного гранитного материала.

Плагиоклазовые граниты, гнейсо-граниты и гранодиориты Карельского района представляют серую и светло-серую, местами слегка желтоватую или розоватую породу, мелко-, средне-, редко крупнозернистого сложения. Иногда встречаются порфириовидные разновидности текстур, которые обусловлены присутствием таблитчатых кристаллов

плагиоклаза размером до 6—7 мм в мелкозернистой основной массе. Структура породы чаще гранобластическая, реже в массивных разновидностях гранитоидная. Кроме олигоклаза (22—23% An) и резко подчиненного кварца, в небольшом количестве в ней присутствуют: биотит, местами микроклин, амфибол, мусковит, минералы группы эпидота, изредка кальцит и хлорит. Из минералов аксессуарных обычны магнетит, апатит, сфен и относительно редки ортит и циркон. Появление обыкновенной роговой обманки и минералов группы эпидота характерно для зоны контакта с амфиболитами.

Первичный микроклин, как правило, присутствует в небольшом количестве мелких, неправильных изолированных зерен. Местами он образует антипертитовые вроски в плагиоклазе (Судовиков, 1933).

Химическая характеристика олигоклазовых гнейсо-гранитов Карельского района приведена в табл. 16.

Таблица 16

Окислы	Олигоклазовые граниты			Олигоклазовые гнейсо-граниты	
	Пя-Озеро <sup>1</sup>	Заонежье	Заонежье	Пя-Озеро	Юст-Озеро
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	67,59	63,42	69,22	68,50	69,96
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,29	0,54	0,37	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,88	19,08	16,06	16,20	16,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,45	1,32	1,53	0,63	0,31
FeO	1,45	2,06	0,93	1,91	1,76
MnO	0,08	0,04	0,03	—	—
CaO	3,43	4,42	3,16	1,19	2,19
MgO	1,32	1,88	1,64	2,92	1,33
Na <sub>2</sub> O	3,32	4,90	3,85	3,66	4,88
K <sub>2</sub> O	2,56	1,10	1,58	3,68	3,66
H <sub>2</sub> O	0,11	0,13	0,17	0,46	0,18
П. п. п.	0,57	1,54	0,62	0,62	—
Сумма	100,13	100,24	99,33	100,14	100,62

<sup>1</sup> Среднее из 2-х анализов

Анализы 1—4 по Е. В. Нефедову и Г. В. Макаровой (1956, 1957 гг.) анализ 5 по Е. М. Михайлюк (1956 г.)

Как видно из данных табл. 16, состав гранитоидов этого комплекса колеблется от бедных калием щелочноземельных гранитов до типичных гранодиоритов (анализ 2). Для всей этой группы характерно высокое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, по-видимому, обусловленное ассимиляцией гранитами материала высокоглиноземистых осадочных пород.

В южной части Карельской АССР, наряду с олигоклазовыми гранитами, в пределах того же геологического комплекса широко развиты альбитовые разновидности. По данным В. М. Тимофеева, они в основном приурочены к площадям распространения осадочно-эффузивных образований протерозоя (1935 б.). Аналогичная закономерность установлена Н. Г. Судовиковым (1940 г.) для северной части республики, где наблюдается территориальная сопряженность альбитовых гранитов

с протерозойскими образованиями Северо-Карельской синклинойной зоны. Небольшие тела альбитовых гранитов описаны К. М. Кошиц (1932) к юго-западу от с. Ухты и К. К. Судиславлевым (1933 г.) к западу от оз. Топ-Озера. При этом устанавливается вторичный характер альбитовых гранитов, возникающих за счет широко распространенных олигоклазовых разновидностей. По представлениям В. М. Тимофеева (1935б) процесс альбитизации, имеющий региональный характер, одновременно происходил как среди зеленокаменных эффузивов протерозоя, так и в краевых частях подстилающих их гранитных тел.

Альбитовые граниты представляют гнейсовидную, реже массивную породу характерного неравномернозернистого сложения. Альбит с содержанием  $Al_2O_3$  3—7% обычно значительно серицитизирован и местами переполнен мелкими зернами сосюрита. В катаклазированных разновидностях в нем появляется система мелких трещин, выполненных эпидотом. Иногда в небольшом количестве в породе присутствуют актинолит и хлорит. В зонах интенсивного расщепления и милонитизации альбитовые граниты местами превращены в полосчатые сланцы, текстура которых обусловлена параллельным чередованием пропластков эпидотовых и кварц-полевошпатовых. Такие милонитизированные разновидности описаны В. М. Тимофеевым (1936б) в районе Недлахти—Сяпч-Озеро, на Равангоре, на р. Шуе вблизи с. Улялеги (порог Сара-Коски) и некоторых других местах.

В Юго-Западной Карелии в пределах Восточно-Финляндской синклинойной зоны (северное побережье Ладожского озера) ранние гнейсо-граниты архея принимают участие в строении ряда глыб—куполов, вскрытых эрозией среди осадочно-эффузивных образований сортавальской и ладожской серий. Размер этих глыб колеблется от долей квадратных километров до 120—130 км<sup>2</sup>, как, например, гранитные тела к северо-западу от г. Сортавала, северу от с. Импилахти и западу от с. Ляскеля (см. раздел «Тектоника»).

Так называемые гнейсо-граниты этого района представляют сложный комплекс. В составе его, наряду с гнейсовидными олигоклазовыми гранитами, широко развиты седиментогенные парасланцы (биотитовые, биотит-амфиболовые и другие), в той или иной степени мигматизированные доладожскими (Судовиков, 1954) и местами постладожскими гранитами. Наиболее типично гранитоиды архея представлены в пределах Питкярантского и Лупикского куполов. Это светло-серые или желтовато-серые, средне- и крупнозернистые породы обычно с отчетливой гнейсовидностью, обусловленной субпараллельной ориентировкой слюды и изредка плагиоклаза. Крупнозернистые разновидности местами содержат небольшие линзовидные тела пегматоидного характера, в основном сложенные кварцем, светло-серым плагиоклазом и единичными крупными пластинами биотита. В составе гнейсо-гранитов главную роль играют олигоклаз (18—20%  $Al_2O_3$ ), в той или иной степени серицитизированный и сосюритизированный, кварц, содержание которого варьирует в широких пределах, и вторичный мезостатически развитый микроклин, обычно явно корродирующий плагиоклаз. Из второстепенных минералов обычен биотит, местами замещающийся мусковитом и хлоритом. В небольшом количестве в них присутствуют магнетит, реже ильменит, халькопирит, пирит и акцессорные апатит, сфен, циркон и ортит.

Т. В. Билибиной (1954 г.) в протолочках из этих пород были отмечены единичные зерна молибденита, борнита и монацита, появление

которых, по-видимому, связано с воздействием на них более молодых плагиомикроклиновых гранитов. В зоне контакта с амфиболитами, образующими ряд реликтовых тел в гнейсо-гранитах, последние представлены темно-серыми биогит-амфиболовыми разновидностями, по составу отвечающими гранодиоритам и кварцевым диоритам (Златкинд, 1946 г.). Все эти породы характеризуются гранобластическими структурами и широким развитием процессов милонитизации и катаклаза, приводящих к грануляции кварца и местами плагиоклаза, разрывам и изгибам пластинок слюды, нередко концентрирующейся в узкие линзовидные агрегаты.

В центральной и западной частях Восточно-Финляндской синкли-норной зоны в эрозионных «окнах» архея преобладают типичные мигматиты, в массе которых сохраняются небольшие реликтовые тела гнейсового или гнейсо-гранитного субстрата. Согласно данным Н. Г. Судовикова (1954), А. А. Миндиной и Л. Н. Потрубович (1946 г.), мигматизация этих пород произошла до отложения осадочно-эффузивных образований сортавальской и ладожской серий. По представлениям П. Эскола (1949, 1952), они были мигматизированы дважды, в доладожское и постладожское время, в последнем случае совместно с перекрывающими их ладожскими сланцами. Господствующим распространением пользуются послейные мигматиты. Подчиненную роль играют порфиروبластические разновидности, артериты, ветвистые мигматиты (диктиониты) и агматиты. Мигматизирующий инъекционный материал в основном представлен розовыми аплитовидными, реже пегматоидными гранитами плагиомикролинового состава, образующими систему жил различной величины и формы. Как правило, количество и размер жил значительно увеличиваются в контакте с кристаллическими сланцами сортавальской и ладожской серий, где широкое развитие связанных с ними процессов щелочного метасоматоза местами приводит к образованию массивных гранит-мигматитов. Здесь же нередко появляются небольшие штокообразные тела красных лейкократовых постладожских гранитов.

### ПОЗДНИЕ ИНТРУЗИИ

Поздним интрузиям архея в целом отвечают породы, ранее относимые к верхнеархейской группе (II группа). Среди них выделяются интрузии основных и ультраосновных пород и более поздних гранитоидов.

#### *Основные и ультраосновные породы*

Основные и подчиненные им ультраосновные породы рассматриваемой группы широко распространены в пределах Беломорского района, где они залегают среди кристаллических образований беломорской серии архея. В Карельском районе данные породы имеют очень ограниченное развитие.

#### **Беломорский район**

На территории Карельского побережья Белого моря насчитывается около 600 изолированных тел основных и ультраосновных пород площадью не более  $1,0 \times 0,5$  км.

Эти интрузии сложены оливинитами, пироксенитами, перидотитами, габбро-норитами, габбро-лабрадоритами, частью габбро-диабазами и метапорфиритами. Количественно преобладающее значение имеют габбро-нориты с характерной «друзитовой» (венчиковой) структурой.

В строении отдельных массивов, в большинстве случаев представляющих собой бескорневые тела, обтекаемые со всех сторон гнейсами, участвуют одна или несколько из указанных выше разновидностей, связанных постепенными переходами между собой. В процессе метаморфизма друзиты были превращены в гранатопольвошпатовые амфиболиты, которые в настоящее время играют значительную роль в строении массивов, слагая их краевые зоны, а нередко и целые небольшие тела.

Впервые детальное петрографическое описание основных пород данной группы было сделано Е. С. Федоровым (1896, 1904), который по особенностям структуры назвал их «друзитами». Позднее их изучением занимались С. Ф. Машковцев (1927), А. О. Строна (1929), В. М. Тимофеев (1935 б), Л. А. Косой (1935, 1939), Ю. С. Неуструев (1936—1939 гг.), Н. Г. Судовиков (1939), Г. М. Саранчина (1946), К. А. Шуркин (1955, 1959.) и другие. Сведения об этом магматическом комплексе были собраны также многочисленными исследователями в процессе геологического картирования территории Западного Беломорья.

По сложившемуся в середине тридцатых годов среди большинства исследователей мнению (Тимофеев, Судовиков, Григорьев, Косой и другие), комплекс друзитов по его возрастному положению между ранними (I группы) и поздними (II группы) гранитоидами архея относился к магматическим образованиям верхнего архея (постботнию).

Метагаббро-диабазы, порфириды и связанные с ними амфиболиты, которые в виде даек и жил секут как архейские гнейсы, так и габбро-нориты, но сами пересекаются пегматитовыми жилами, рассматривались в качестве жильной фации друзитов.

Наряду с тем были установлены случаи пересечения друзитами мигматитов микроклиновых гранитов, для объяснения которых приходилось допускать или присутствие в пределах Западного Беломорья более молодых нижнепротерозойских основных пород, или наличие в составе гранитов I группы существенно микроклиновых разновидностей (Косой, 1935 г.; Нумерова, 1939 г.; Судовиков, 1937).

Однако в настоящее время, когда всё более утверждается представление о наличии в архее рассматриваемого региона одного тектономагматического цикла, приведенные выше факты, устанавливающие возрастные соотношения основных и ультраосновных пород с другими архейскими образованиями, определяют их принадлежность к поздним интрузиям архея.

Вместе с тем, мнение о неодновременности всех членов друзитовой серии находит подтверждение в новых исследованиях К. А. Шуркина (1955, 1959), в результате которых в этом комплексе можно различать интрузии трех возрастов — раннеорогенные, позднеорогенные и посторогенные.

Господствующим распространением пользуются наиболее древние интрузии данного комплекса, слагающие небольшие тела варьирующего состава (от перидотитов до анортозитов). Они содержат ксенолиты немигматизированных гнейсов и амфиболитов (метаморфизованных основных эффузивов) беломорской серии, как это подтверждается наблюдениями на островах Киврей, Пеш-Остров, Медянка (рис. 36). Так, на о-ве Медянка в южном контакте массива габбро-лабрадоритов встречается эруптивная брекчия, в которой обломки сложены преимущественно роговообманковыми кристаллическими сланцами.



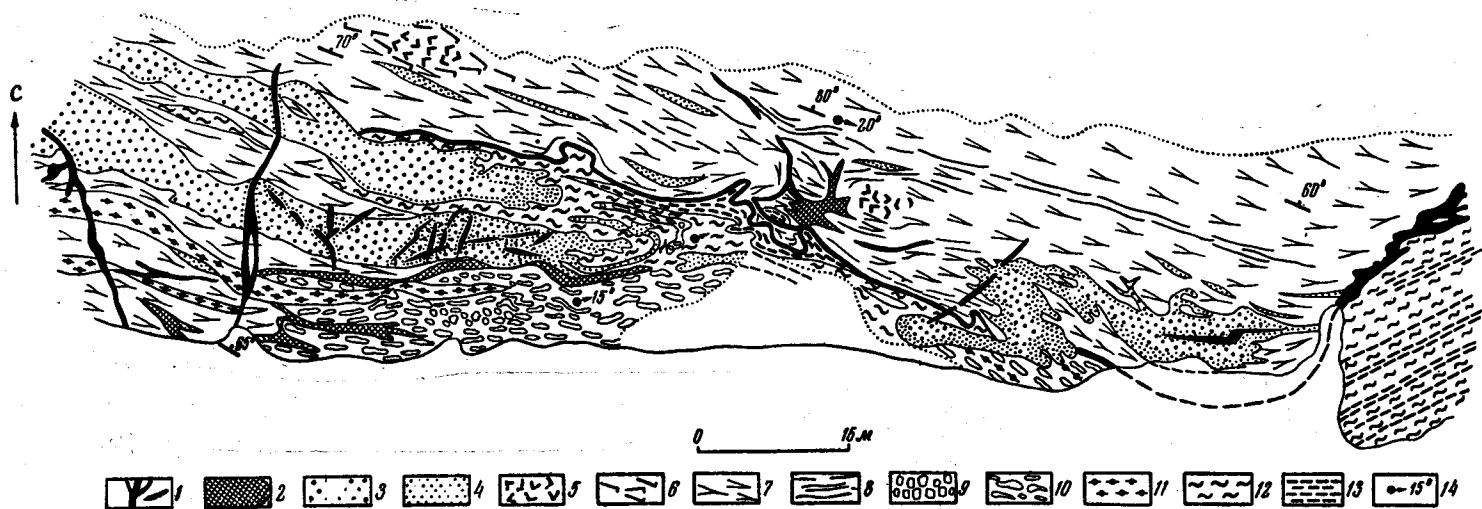


Рис. 36. Часть южного контакта массива габбро-лабрадиоритов на о-ве Медянка (по К. А. Шуркину, 1956)  
 1 — пегматитовые, кварцево-хлоритовые и кварцевые жилы; 2 — граниты; 3 — мегагаббро-диабазы; 4 — апогаббровые амфиболиты; 5 — габбро-лабрадиориты; 6 — гранулированные габбро-лабрадиориты; 7 — сланцеватые габбро-лабрадиориты; 8 — плагноклазовые сланцы; 9 — эруптивная брекчия; 10 — эруптивная брекчия рассланцованная; 11 — blastsмилониты (гранатовые амфиболиты); 12 — мигматиты; 13 — мигматизированные гранатовые амфиболиты; 14 — оси складок и линейность

Эти интрузии характеризуются согласным залеганием с вмещающими толщами гнейсов беломорской серии. Мелкие тела друзитов, группируясь цепочками — зонами, следуют простирацию пород гнейсовых толщ и лишь изредка секут гнейсы под небольшим углом. Протяженность «цепочек» колеблется от 1,5—2 до 10 км, при расстояниях между отдельными телами от 50—200 м и до 1—2 км (районы Чернореченской, Чупинской губ Белого моря, Пулонгских озер). Цепочкообразное распределение массивов основного состава является, по мнению Н. Г. Судовикова (1937, 1939), результатом блокировки (будинажа)

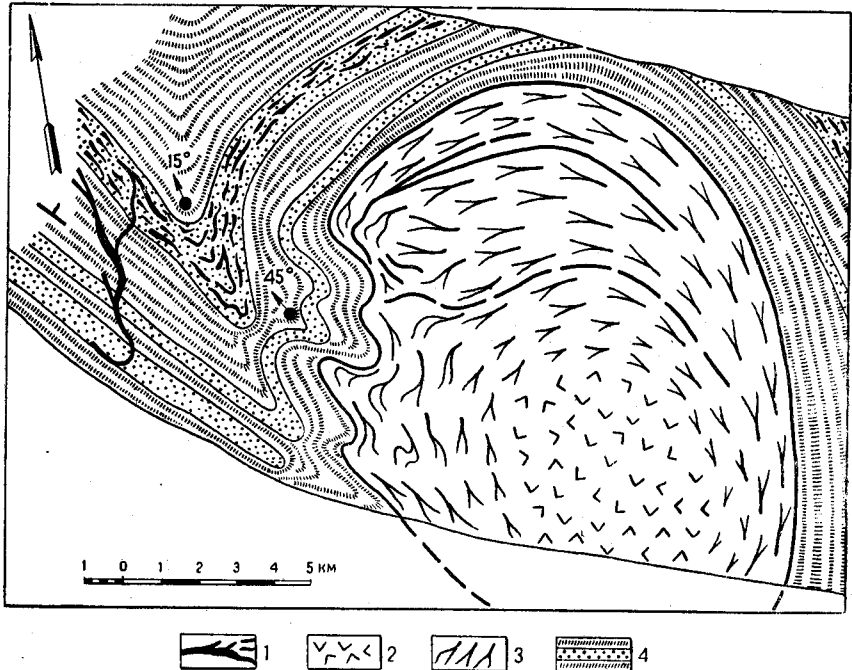


Рис. 37. Интрузия оливиновых габбро-норитов в параамфиболитах (по К. А. Шуркину, 1956)

1 — пегматит-аплитовые жилки; 2 — габбро-нориты; 3 — рассланцованные и амфиболизированные габбро-нориты; 4 — параамфиболиты

более крупных интрузий в условиях мигматизации вмещающих гнейсов. Л. А. Косой (1939) и К. А. Шуркин (1955), не отрицая роли явлений будинажа при формировании тел основных пород, предполагают, что самостоятельные массивы образовались в результате многократного внедрения основной магмы в ранний период складчатости вдоль плоскостей напластования и разделения еще не вполне раскристаллизовавшихся небольших тел.

По морфологии тел основных пород различают межпластовые, лакколитоподобные, дайкообразные, штокообразные интрузии и линзообразные, веретенообразные интрузии типа факолитов.

Подавляющее большинство изученных интрузий относится к типу линзообразных факолитовых тел (рис. 37), обтекаемых породами гнейсовых толщ. Длина интрузий колеблется от 10—50 м до 1—2 км, ширина

от 20—40 м до 150—200 м. Судя по данным буровой разведки (массивы Большое Тедино, им. Чкалова в Чупинском пегматитовом районе), на глубину они прослеживаются на 30—40 м, изредка достигая 60—80 м.

Интрузии остальных морфологических типов не имеют большого распространения. Их примерами служит блокированная межпластовая интрузия между вараками Синяя Пала и Летняя, крупные дайкообразные интрузии на северном берегу Лопатовой губы Пулонгского озера и на оз. Копатозеро, штокообразные тела габбро-норитов на островах Кереть, Медянка, Киврей, Пезж-Остров Белого моря.

Рассматриваемые интрузии представлены комагматической серией пород: оливиниты, перидотиты, пироксениты, оливиновые и безоливиновые габбро-нориты, габбро, габбро-лабрадориты и лабрадориты. В качестве наиболее кислых дифференциатов данного магматического комплекса К. А. Шуркиным рассматриваются гиперстеновые диориты и гранодиориты (Поньгом-остров), которые другими исследователями трактуются как более древние породы (см. ранние интрузии архея).

Интрузивные тела этого комагматического комплекса в основном сложены габбро-норитами, габбро и перидотитами. Остальные породы встречаются редко. Вследствие наложения процессов метаморфизма указанные первичномагматические породы претерпевают значительные изменения и превращаются в различные амфиболиты: пироксен-гранатовые, гранатовые, полевошпатовые. Процессы амфиболитизации наиболее интенсивно проявлены в краевых зонах массивов и некоторых мелких тел; нередко почти нацело сложенных амфиболитами. Массивы с однородным строением встречаются редко. Неоднородность строения их чаще обусловлена явлениями метаморфизма, реже процессами магматической дифференциации. В пределах одного массива местами встречаются несколько разновидностей первичномагматических пород, связанных между собой постепенными переходами (массив Поперечной вараки, расположенный между озерами Нижнее и Верхнее Нильмозеро, интрузив северного побережья оз. Копатозеро и др.). Чаще наблюдается совместное нахождение близких по составу разновидностей: перидотитов с пироксенитами, габбро с габбро-норитами. Реже удается наблюдать связь между отдаленными членами ряда (перидотит — габбро — лабрадорит), вследствие чего принадлежность лабрадоритов к друзитовой серии пород ранее признавалась не всеми исследователями. В последние годы наличие такой связи было подтверждено на примере интрузий о-ва Пезж-Остров (устье Чупинской губы Белого моря), оз. Нижнее Кот-Озеро, краткое описание которых приведено ниже.

Северная интрузия о-ва Пезж-Острова, по данным К. А. Шуркина, В. Л. Дук, Ф. И. Митрофанова (1959), представляет собой линзовидное тело длиной около 2 км, вытянутое в субмеридиональном направлении (рис. 38). В основном оно сложено лабрадоритами с подчиненными им габбро-лабрадоритами, различающимися по некоторым особенностям текстуры. Для данного массива характерно наличие первичномагматических структур течения, обусловленных линейно-плоскостной ориентировкой кристаллов плагиоклаза, шлиров темноцветных и лейкократовых минералов (трахитоидность) или чередованием пород с различным содержанием цветных минералов (полосчатость). Трахитоидность и совпадающая с ней первичная полосчатость ориентированы параллельно границам интрузивного тела. Судя по соотношению внутренней структуры массива с тектоникой вмещающих пород, он является конформной интрузией.

В западной и в северной частях интрузии преобладают крупнозернистые, лейкократовые (около 90% плагиоклаза) и среднезернистые (80% плагиоклаза) лабрадориты. Те и другие чередуются в виде слоев, причем по направлению к востоку количество лейкократовых полос убывает. На смену им появляются габбро-лабрадориты, которыми сложен также южный конец интрузии. Наиболее молодыми в составе интрузии являются дайки и жилы мелкозернистого габбро, преобразованного в диопсид-гранатовые амфиболиты, секущие трахитоидность лабрадоритов. Описанное строение массива несколько затушено процессами метаморфизма. Местами наблюдается рассланцевание и перекристаллизация основных пород с образованием по ним разнообразных амфиболитов. В северо-восточном контакте интрузия блокирована.

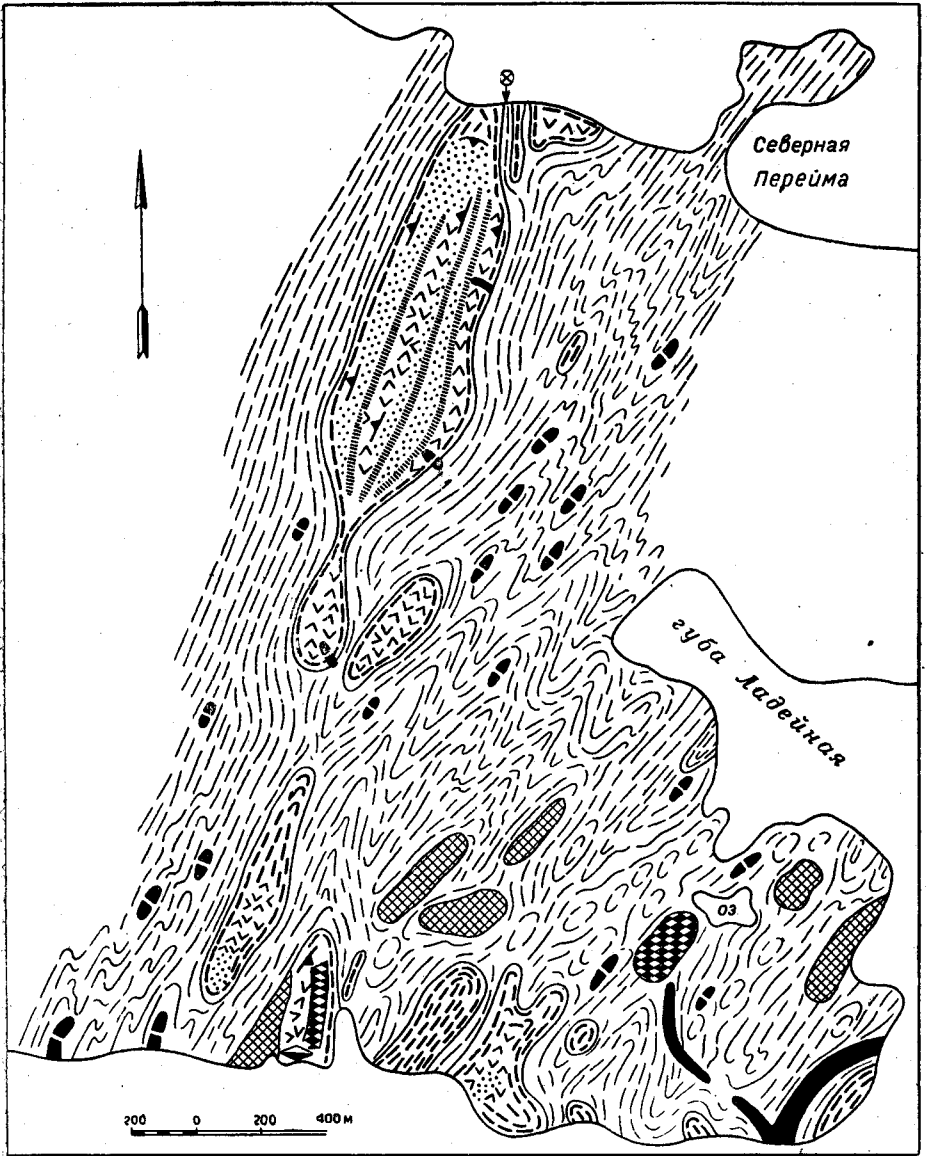
Южная Пезжостровская интрузия (см. рис. 38) представляет собой линзовидное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении. В восточном, лежащем боку ее развиты оливиновые габбро-нориты, которые в юго-западном переходят в безоливиновые габбро-нориты и далее, все более обогащаясь плагиоклазом, сменяются габбро-лабрадоритами. Западная часть массива сложена перидотитами. Габбро-лабрадориты пересекаются жилой плотного оливинового метаббро-порфирита. Южная интрузия рассланцована, амфиболлизирована и сечется гранитными и пегматитовыми жилами.

Котозерский массив находится на северном берегу озера Нижнее Кот-Озеро, протягиваясь в северо-восточном направлении примерно на 6 км при ширине около 3 км. Контакты массива с вмещающими его кианито-гранато-биотитовыми гнейсами беломорской серии и ортоамфиболитами местами согласные, местами секущие. Породы, слагающие массив, перекристаллизованы и рассланцованы согласно с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих гнейсов. Котозерский массив сложен в основном светло-серыми и белыми сланцеватыми металабрадоритами, окруженными повсеместно оболочкой черно-зеленых сланцеватых гранатовых амфиболитов. Среди металабрадоритов встречены редкие участки лабрадоритов, сохранивших магматическую структуру. Местами, особенно в краевых частях, металабрадориты сильно рассланцованы и превращены в плагиосланцы. Внутри массива встречаются мелкие линзы и жилородные тела мелкозернистых сланцеватых диопсид-гранатовых амфиболитов.

Петрографический состав и структура наименее измененных пород друзитовой серии Западного Беломорья различны для разных разновидностей.

Оливиниты имеют панидиоморфнозернистую структуру, обычно в сочетании с петельчатой структурой, обусловленной процессами серпентинизации (озера Нильмозеро, Кенозеро). Кроме оливина и серпентина, в породе в небольшом количестве присутствуют ромбический пироксен, рудный минерал, шпинель, биотит, единичные ксеноморфные зерна бурого плагиоклаза.

Перидотиты представляют собой массивную средне- и крупнозернистую зеленовато-черную породу. Структура ее гипидиоморфнозернистая в сочетании с пойкилитовой, друзитовой, петельчатой. Главными минералами перидотитов являются ромбический и моноклинный пироксен (от 45 до 70%) и оливин (10—50%). Второстепенное значение имеют плагиоклаз, амфибол, гранат, серпентин, рудный минерал, шпинель, карбонат.



- |  |  |  |  |  |  |
|--|--|--|--|--|--|
|  |  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |  |

Рис. 38. Схематическая геологическая карта средней части о-ва Пез-Остров (по В. Л. Дуку, 1955)

1 — метаспорфириты жильные; 2 — мегагаббро-амфиболиты; 3 — лабрадориты; 4 — среднезернистые лабрадориты; 5 — габбро-лабрадориты; 6 — сланцеватые габбро-лабрадориты и амфиболиты; 7 — габбро-нориты; 8 — перидотиты; 9 — эруптивная брекчия с обломками гиперстенового порфирига; 10 — гнейсы и мигматиты; 11 — ортоамфиболиты; 12 — трахитоидность

Пироксениты также имеют зеленовато-черный цвет, массивное среднезернистое сложение, состоят из ромбического (гиперстена) и моноклинного (авгит, диопсид-авгит) пироксенов. Второстепенными минералами в них являются плагиоклаз, оливин, амфибол, рудный минерал, серпентин, хлорит, биотит, карбонат.

Оливиновые и безоливиновые габбро-нориты представляют собой массивные средне- и крупнозернистые породы темно-серого, зеленовато-серого и голубовато-серого цвета, обусловленного голубоватой и зеленоватой окраской плагиоклаза. Структура их габбровая, офитовая в сочетании с друзитовой. Главными породообразующими минералами являются: ромбический (гиперстен, бронзит, энстатит) и моноклинный (авгит, диопсид — авгит) пироксены, плагиоклаз (50—70% An), оливин. Второстепенные минералы представлены амфиболом, гранатом, биотитом, рудным минералом, серпентином, идингситом, кальцитом. Количество пироксенов составляет 40—60% породы, причем преобладает ромбический пироксен. Плагиоклаз составляет 25—35%, оливин 5—10% объема породы.

Отличительной чертой этих пород является своеобразная, венчиковая (друзитовая) структура, в которой кристаллы оливина всегда окружены концентрическими каймами, особенно хорошо выраженными на границе оливина с плагиоклазом. Эти каймы сложены чрезвычайно мелкозернистыми минералами, обычно с трудом поддающимися определению. Внутренняя из них, развивающаяся непосредственно вокруг оливина, состоит из бесцветных мельчайших вытянутой формы кристаллов ромбического пироксена энстатита (по Саранчиной, 1946 — гиперстена), расположенных перпендикулярно к поверхностям зерен оливина. Следующая бесцветная, буроватая или зеленоватая радиально-лучистая кайма сложена моноклинным пироксеном, авгитом или диопсидом. Затем следует зеленая радиально-лучистая или зернистая кайма из амфибола и вокруг нее, непосредственно на контакте с плагиоклазом, наблюдается кайма (обычно прерывистая) из граната. Однако такая выдержанная последовательность всех кайм в друзитах отмечается не всегда.

Габбро лишены оливина и ромбического пироксена, состоят из моноклинного пироксена, основного плагиоклаза и часто амфибола, скаполита и граната. Наиболее лейкократовыми членами комплекса являются габбро-лабрадориты и лабрадориты. Эти зеленовато-серые, светло-серые массивные породы с габбровой, габбро-офитовой или панидиоморфнозернистой структурами состоят из лабрадора (54—68% An), бронзита, гиперстена и диопсид-авгита. Содержание плагиоклаза в них колеблется от 50 до 90%. Среди пироксенов обычно преобладают ромбические. Гиперстен нередко находится в графическом сростании с диопсид-авгитом.

Характерные для друзитов явления метаморфизма обусловили наличие наряду с первичными магматическими минералами вторичных метаморфических минералов, представленных моноклинным пироксеном (диопсид), амфиболом, гранатом, серпентином, хлоритом, биотитом, плагиоклазом ряда андезина, кварцем, скаполитом, эпидотом, цоизитом.

Начальная стадия метаморфизма выражается в образовании на границе темноцветных минералов и плагиоклаза описанных выше кайм. Вопрос происхождения этих кайм (друзитовой структуры), которому посвящено много работ, еще не решен однозначно (см. «Метаморфизм»).

Следующая стадия метаморфизма характеризуется более существенными изменениями структуры и состава пород этого комплекса. Плагноклаз гранулирован, перекристаллизован с переходом в более кислые разновидности. Оливин серпентинизирован или замещен радиально-лучистым агрегатом пироксенов. Пироксены заполнены зернистыми скоплениями амфибола.

Дальнейшее усиление метаморфизма приводит к образованию различных амфиболитов и сланцев. В частности, металабрадориты преобразуются в цоизит-лабрадоровые или лабрадоровые сланцы, а метагаббро-лабрадориты и метагаббро-нориты переходят в диопсид-гранатовые (Саранчина, 1946) и гранатовые, затем полевошпатово-кварцево-биотитовые амфиболиты и далее в биотито-эпидото-амфиболовые гнейсы.

Текстура диопсид-гранатовых амфиболитов (называемых некоторыми исследователями эклогитами) массивная. Амфиболиты, не содержащие граната и диопсида, обычно имеют сланцеватую текстуру. Структуры амфиболитов нематобластовые, гранонематобластовые, гранобластовые, диабластовые, симплектитовые. Главными минералами этих пород являются обыкновенная роговая обманка, актинолит, диопсид, гранат (с содержанием молекулы альмандина от 47 до 68%), плагноклаз (22—30% An), кварц и биотит. Второстепенные минералы амфиболитов: ромбический пироксен (реликтовый), антофиллит, апатит, рутил, сфен, серицит, минералы эпидот-цоизитовой группы, скаполит, хлорит и кальцит.

Примеры преобразования габброидных пород в амфиболиты на контакте с гнейсами, мигматитами и пегматитовыми жилами приводятся многими исследователями.

Так, Н. Г. Судовиков (1939) описывает контакт амфиболитизированного габбро с гнейсами, обнаженный в западной части о-ва Малый Кукин в губе Канда Белого моря. Простирание контакта близкое к меридиональному, падение вертикальное. В горизонтальном сечении в гнейсах наблюдаются острые складки, вдающиеся в измененные основные породы. Контактная зона в последних мощностью около 25 м, сложенная мономинеральными, полевошпатовыми и скаполитовыми амфиболитами, имеет грубополосчатое сложение, характеризующееся постепенными переходами между составляющими ее породами. Наименее измененным является метагаббро с друзитовыми каймами амфибола и граната на границе зерен пироксена (диопсида) и плагноклаза. По направлению в сторону контакта с гнейсами структура его становится гранобластовой, диопсид нацело амфиболитизуется, плагноклаз становится более кислым (от 55 до 26% An).

Г. М. Саранчина (1946) описывает несколько контактов друзитовых пород побережья Белого моря, от губы Кив до губы Кузокоцкой.

Так, на мысе Черная Щель (рис. 39) обнажается интрузия оливковых габбро-норитов, вытянутая в широтном направлении, разобщенная интенсивно мигматизированными гнейсами на два тела. По мере движения от оливковых габбро-норитов к мигматитам устанавливается следующая смена пород.

1. Метаморфизованные габбро-нориты, состоящие из авгита, бронзита (содержание  $\text{FeSiO}_3$  30%), измененного плагноклаза, граната, биотита, роговой обманки, вторичного гиперстена ( $\text{FeSiO}_3$  42%), образующего псевдоморфозы по оливину, а также замещающего первичный бронзит.

2. Массивные диопсид-гранатовые амфиболиты симплектитовой структуры, состоящие из диопсида-геденбергита ( $\text{FeSiO}_3$  24%), роговой обманки, граната, олигоклаза (27% An), кварца.

3. Сланцеватые амфиболиты, сложенные обыкновенной роговой обманкой, антофиллитом, биотитом, олигоклазом, кварцем.

4. Биотитовые гнейсы, состоящие из кварца, олигоклаза, биотита, непосредственно примыкающие к мигматитам. Мощность измененной зоны составляет 5—10 м.

Аналогичный контакт наблюдался Г. М. Саранчиной на мысе Красная Щель. Наличие такой зональности в контактах представляет сравнительно редкий случай. Чаще в краевых зонах мощностью 3—10 м (а в мелких телах — нацело) габбро-нориты превращены в зеленовато-черную массивную или неясно рассланцованную породу с гранонематобластовой (и реликтами офитовой, друзитовой) структурой, состоящую из амфибола (50—85%), плагиоклаза (10—50%), кварца (5—15%), сфена, граната, рудного минерала, биотита и пироксена.

По представлениям ряда исследователей (Судовиков, 1939, Саранчина, 1946, Лебедев 1954, 1955, Шуркин 1959 и др.) в начальную стадию метаморфизма основных пород появляются диопсид-гранатовые и гранатовые амфиболиты, образующиеся без существенного привноса вещества извне. Позднее, при возникновении полевошпатовых и биотитосодержащих амфиболитов,

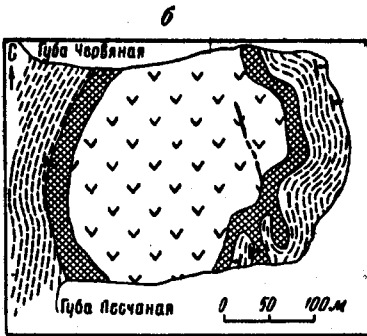
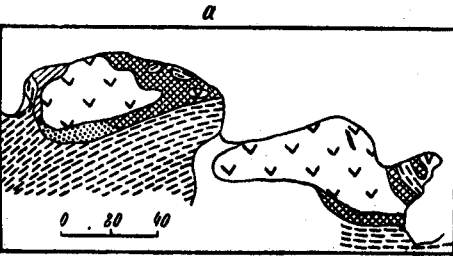


Рис. 39. Контактное изменение оливиновых габбро-норитов (по Г. М. Саранчиной, 1946).

а — план мыса Черная Щель, б — план мыса Красная Щель. 1 — оливиновые габбро-нориты; 2 — амфиболиты; 3 — мигматиты; 4 — пегматитовые жилы; 5 — наносы

значительную роль играют процессы калиевого метасоматоза, по-видимому, идущие за счет поступления щелочей из гранитизированных и мигматизированных гнейсов вмещающей беломорской серии.

Химическая характеристика слабо измененных основных пород поздней архейской группы, связанных с ними жильных метагаббро-диабазов, метапорфиритов и ортоамфиболитов, приведена в табл. 17.

При сопоставлении анализов неизмененных основных пород выявляются относительно постоянные содержания кремнезема (близкие к 50%) и щелочей (около 2—2,5%) в них, тогда как количества глинозема резко увеличиваются от 1% (габбро-нориты) до 20—27% (лабрадориты), а закисного железа и магнелии соответственно уменьшаются от 10—17% до 3—2%.

В амфиболитах количество кремнезема также близко к 50%. При сопоставлении анализа диопсид-гранатовых и биотитовых амфиболитов устанавливается соответственное уменьшение содержаний глинозема закисного железа и извести и увеличение количества магне-



Оксиды	Оливиновый габбро- норит	Друзит	Друзит	Габбро- лабрадорит	Лабрадорит	Диоксидо- гранатовый амфиболит	Гранатовый амфиболит	Бiotитовый амфиболит	Метагаббро- диабаз жильный	Метапорфи- рит жиль- ный
	Губа Кив	о-в Киврей	Ковд-озеро	о-в Воро- ний	о-в Пез- Остров	Губа Кив	Губа Чапанда	Губа Кив	о-в Медянка	Пез-Остров
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	50,24	51,62	50,42	48,83	52,32	49,80	50,35	49,53	49,78	49,69
TiO <sub>2</sub>	0,46	1,10	0,30	0,12	0,09	1,62	1,37	0,47	2,05	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,63	10,52	10,67	27,91	19,34	13,44	15,21	8,40	13,45	11,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,31	0,81	1,39	—	2,15	2,02	1,68	3,64	6,83	2,06
FeO	10,18	9,28	9,10	3,52	5,32	13,25	11,56	7,53	8,72	7,56
MnO	0,18	0,20	0,13	0,09	0,08	0,27	0,31	0,16	0,21	0,15
CaO	7,23	8,73	8,49	13,77	10,76	8,89	10,70	7,22	10,18	8,09
MgO	17,37	13,78	17,36	2,08	6,67	5,49	5,77	15,49	6,10	16,37
Na <sub>2</sub> O	1,32	0,67	1,49	1,76	2,40	2,25	1,20	2,10	2,26	1,89
K <sub>2</sub> O	0,84	1,92	0,66	0,61	0,36	1,07	0,47	2,48	0,72	1,01
H <sub>2</sub> O	0,19	—	0,14	0,15	0,08	0,36	0,20	0,37	0,08	1,28
П. п. п.	0,83	1,04	—	0,69	0,94	1,53	1,42	2,13	—	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	—	—	—	—	0,13	—	0,03	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	—	—	—	—	0,03	—	0,26	—	—
Сумма	100,12	99,67	100,15	99,53	100,51	100,15	100,24	99,81	100,38	100,87

Анализы 1, 6, 7, 8 по Г. М. Саранчиной (1946); анализ 2 по А. С. Строна (1928); анализ 3 по С. Ф. Машковцеву (1927); анализы 4, 9, 10 по К. А. Шуркину (1959) и анализ 5 по Л. А. Косому (1936).

зии. Сумма щелочей составляет 2—5% и увеличивается в биотитовых амфиболитах.

При изменении габбро-норитов в амфиболиты происходит некоторое уменьшение количеств глинозема, магнезии, извести и увеличение содержания закисного железа, щелочей, которые главным образом идут на образование биотита.

Более поздние интрузии основных пород данного комплекса имеют ограниченное распространение по сравнению с вышеописанными породами. Соотношения их с собственно друзитами устанавливаются в ряде

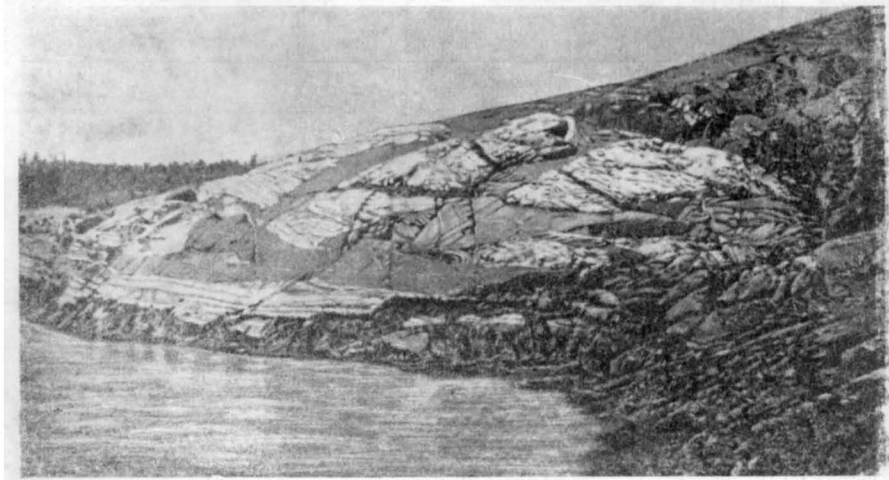


Рис. 40. Глыбы габбро-лабрадорита в метагаббро-диабазе. Луда близ о-ва Илейкина (фото К. А. Шуркина, 1956)

случаев на хорошо обнаженных островах Белого моря (Медянка, Пиж-Остров и др.). Так, на небольшой луде близ о-ва Илейкина жила метагаббро-диабаз (рис. 40) содержит обломки габбро-лабрадорита. В большинстве же случаев рассматриваемые интрузии залегают в виде самостоятельных тел в мигматизированных гнейсах. Форма их чаще неправильная штокообразная, реже дайкообразная (рис. 41). Обычно они сложены диопсид-гранатовыми и полевошпатовыми амфиболитами, содержащими реликты габбро-диабазы.

В одних случаях (юго-западный берег Виченной луды) согласные тела основных пород, деформированные совместно с мигматитами, осложнены небольшими апофизами, секущими вмещающие складчатые мигматиты. В других случаях (о-в Кишкин) линзообразные тела их расщепляются на тонкие согласные апофизы, постепенно выклинивающиеся в мигматизированных гнейсах.

Таким образом устанавливается, что внедрение основной магмы происходило позднее образования мигматитов, но до полной раскристаллизации их. Основные породы этой группы участвуют в деформациях вместе с гнейсами и мигматитами, метаморфизуются под воздействием мигматитов и секущих их гидротермальных жил. Сюда (К. А. Шуркин, 1955), по-видимому, следует отнести тела основных пород, возраст которых и ранее вызывал сомнение и считался предпо-

ложительно нижнепротерозойским (Косой, 1938; Нумерова, 1939; Судовиков, 1939).

Наиболее молодые поздние интрузии архейских основных пород представлены жилами и дайками метагаббро-диабазов, секущими мигматиты. Ранее они рассматривались как жильная фация друзитов. Дайки и жилы метабазитов распространены в Чупинском пегматитовом районе, в окрестностях с. Гридино, на островах Белого моря. Обычно они имеют прямолинейные контакты и при малой мощности (от 0,1—0,15 м до 1—1,5 м) иногда прослеживаются по простиранию на 250 м.

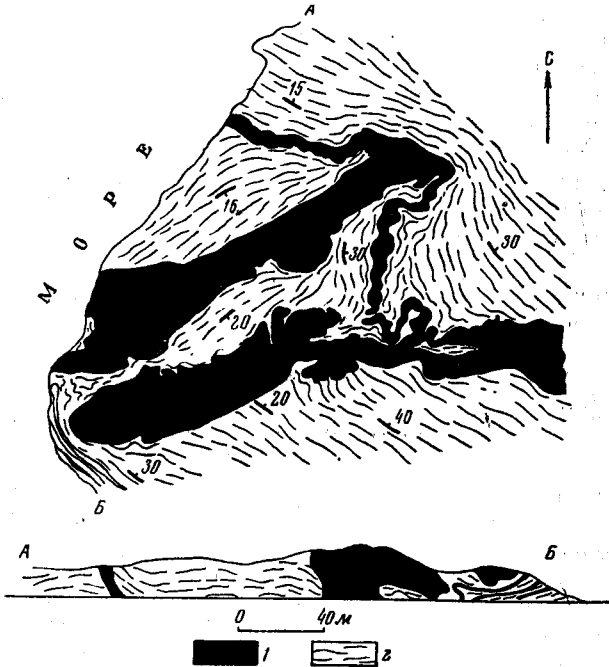


Рис. 41. Позднеорогенные дайки метагаббро (берег Белого моря против о-ва Шарапйха)  
1 — метагаббро; 2 — мигматизированные гнейсы

Часто они располагаются сериями параллельных жил, преимущественно ориентированных в субширотном направлении. В приконтактовых зонах жил нередко имеют место явления закалки жильных пород. На стенках жильных полостей наблюдаются штрихи скольжения. Эти породы пересекают мигматиты и жилы плагиомикроклиновых гранитов.

Жильная основная порода обычно интенсивно амфиболлизирована, гранитизирована, и только в центральных частях местами обнаруживает реликты первичных магматических структур (порфировой, габбровой и др.). Характер метаморфизма этих пород аналогичен таковому для всех вышеописанных основных пород, что ранее и служило основанием для отнесения их в группу друзитов.

Однако охарактеризованные выше возрастные и морфологические особенности этих жил позволяют относить их к наиболее молодой возрастной подгруппе поздних архейских основных пород и считать, что

внедрение основной магмы происходило по расколам в толщу беломорской серии после завершения ее структурного формирования.

Массивы архейских основных пород (друзитов) Беломорья, сами несущие лишь рассеянную вкрапленность сульфидов (пирит, халькопирит, пентландит, редко халькозин и ковеллин), не имеющую практического значения (Неуструев, 1936; Косой, 1936), часто являются вмещающими породами для керамических и слюдяных пегматитов.

### Карельский район

В Юго-Западной Карелии, в пределах Восточно-Финляндской синклинойной зоны метаморфизованные породы (ортоамфиболиты), только местами сохраняющие реликты первичномагматических структур, сосредоточены в комплексе гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов архея, образующих эрозионные «окна» среди кристаллических сланцев ладожской серии. Здесь они залегают в виде согласных, реже секущих даек, а также линзовидных и штокообразных тел, местами осложненных рядом пластовых апофиз. Мощность даек колеблется от сантиметров до 50—70 м, составляя в среднем 10—30 м. По простиранию они редко прослеживаются до 3—4 км.

Ориентировка жильных тел, подчиненных внутренней структуре вмещающих пород, варьирует от субмеридиональной в Сортавальском, Импилахтинском, Питкярантском и некоторых других блоках до северо-западной и субширотной в крупном теле гнейсо-гранитов, расположенном к северу от г. Сортавала. Маломощные дайки этих пород часто будинированы с образованием эмбриональных и блоковых будинаж-структур, характерных для областей слабого развития процессов мигматизации. Размер штоков ортоамфиболитов редко превышает 150—200×200—300 м, только в отдельных случаях достигает 400—450×600—750 м. Наиболее крупные тела их сосредоточены в восточной части северного Приладожья в окрестностях озер Пекайсенлампи и Вахалампи. Контакты амфиболитов со вмещающими гнейсами и гнейсо-гранитами архея у штоков обычно секущие. Изредка в метабазах включены ксенолиты вмещающих пород различной величины и формы.

Ортоамфиболиты данной зоны представляют черно-зеленые породы среднезернистого, реже мелко- и крупнозернистого сложения. В мелких дайках и краевых зонах относительно крупных тел хорошо выражена кристаллизационная сланцеватость, обусловленная линейным расположением кристаллов роговой обманки. Местами наблюдается довольно отчетливая полосчатость, проявляющаяся в параллельном чередовании лейкократовых и меланократовых разновидностей (Судовиков, 1954) или зон в различной степени мигматизированных гранитным материалом (Шуркин, 1958).

Господствующим распространением пользуются полевошпатовые амфиболиты, в основном состоящие из обыкновенной роговой обманки и плагиоклаза ряда андезитов—лабрадора (37—48% An). В небольшом количестве в них присутствуют магнетит, биотит, содержание которого заметно возрастает в зонах мигматизации, местами кварц, гранат, акцессорные: сфен, апатит и вторичные серицит, хлорит, эпидот и цоизит, местами явно развивающийся по амфиболу и плагиоклазу. Подчиненную роль играют анортитовые амфиболиты, залегающие среди гранито-гнейсов в виде небольших пластообразных тел, а также мономинеральные разновидности, почти нацело сложенные роговой обманкой.

(Судовиков, 1954). Для всех этих пород характерно исключительное развитие вторичных бластовых структур.

Химическая характеристика ортоамфиболитов северного Приладожья (1958) приведена в табл. 18.

Таблица 18

Окислы	Ортоамфиболиты		
	Из дайки	Из штока	С реликтами первичных структур
	с. Локансари	оз. Пекко-менлампи	с. Сюскюянсаари
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	50,23	50,78	51,25
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,17	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,02	15,10	15,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,84	5,74	1,74
FeO	9,15	12,44	13,13
MnO	0,67	0,62	0,90
MgO	3,74	3,55	5,54
CaO	10,32	7,01	8,40
Na <sub>2</sub> O	2,74	2,61	2,67
K <sub>2</sub> O	0,94	1,37	0,57
П. п. п.	1,31	0,64	0,34
Сумма	99,86	100,12	99,84

Анализы К. А. Шуркина (1958).

Как видно из данных табл. 18, все анализированные образцы имеют состав, близкий к основным породам ряда габбро-норитов — габбро-диабазов.

В заключение необходимо отметить, что стратиграфическое положение этой группы пород не совсем ясно. Весьма возможно, что она является сложной, включающей как ортоамфиболиты архея, рассланцованные одновременно с вмещающими их гнейсами и гнейсо-гранитами, так и метабазиты протерозоя, глубоко измененные, мигматизированные и будинированные в процессе постладожской складчатости. По-видимому, большая часть этих пород все же относится к архею, так как несмотря на детальное исследование данной зоны, неизвестны случаи пересечения метабазитами контактов архейских гнейсо-гранитов с перекрывающими их кристаллическими сланцами ладожской серии.

Сравнение амфиболитов Юго-Западной Карелии с комплексом габброидов Беломорского района показывает, что хотя по степени метаморфизма они близки к породам ранней архейской группы, по форме залегания в виде штокообразных и дайковых тел, местами явно секущих складчатую структуру вмещающих пород, их правильнее отнести к позднему архейскому интрузивному комплексу. Различная степень метаморфизма основных пород, очевидно, принадлежащих одной возрастной группе, по-видимому, обусловлена различной последующей историей развития соответствующих зон, относительно простой в пределах Беломорского района, игравшего в протерозое роль срединного массива и значительно более сложной в Юго-Западной Карелии, отвечающей области протерозойской седиментации, складчатости и магматизма.

### Гранитоиды

В центральной и южной частях Карельской АССР громадные площади, нередко достигающие тысяч квадратных километров, сложены гранитоидами плагиомикроклинового состава и их мигматитами. На сводной геологической карте республики, изданной в 1946 г. (Судовиков), большая часть из них по аналогии с постботнийскими гранитами Финляндии относилась к верхнеархейскому интрузивному комплексу. Только граниты, непосредственно примыкающие и активно воздействующие на осадочно-эффузивные толщи протерозоя (ятулия), выделялись Н. Г. Судовиковым в посткарельскую группу. Однако после того, как среди кристаллических образований Западной Карелии была выделена гимольская серия, подстилающаяся базальными конгломератами с галькой архейских гнейсо-гранитов, а среди протерозойских толщ Восточной Карелии — нижняя вулканогенная парандовская серия, оказалось, что большинство гранитоидов, ранее относившихся к верхнему архею, прорывает и метаморфизует породы обеих серий. Таким образом, относительное положение большей части плагиомикроклиновых гранитов данных районов устанавливается между нижнепротерозойскими осадочно-эффузивными образованиями гимольской и парандовской серий и среднепротерозойской (сегозерской) серией, базальные горизонты которой в изобилии содержат гальку гранитоидов различного состава.

В настоящей работе, где гимольская и парандовская серии отнесены к нижнему протерозою, прорывающие их гранитоиды, естественно, попадают в группу нижнепротерозойских интрузий. Однако так как определение даже относительного возраста этих пород далеко не всегда возможно, а большинством исследователей, особенно до 1941 г., они картировались как верхнеархейские ( $\gamma^2$ ), на прилагаемой к данному тому геологической карте значительные площади, сложенные гранитами преимущественно плагиомикроклинового состава, обозначены нерасчлененными гранитоидами позднеархейской — нижнепротерозойской группы ( $\gamma^{2-3}$ ). Условно к этому же сложному комплексу могут быть отнесены граниты восточного побережья Онежского озера, где уже сейчас выделяются небольшие площади гранитоидов протерозоя.

Необходимо отметить, что в последние годы у исследователей Карельской АССР и Мурманской области (Перевозчикова, 1958 г. и др.) появилось сомнение в существовании позднеархейских гранитоидов, известных в литературе под названием гранитов II группы.

Однако необходимость выделения этих пород вызывается следующими соображениями:

1) залеганием плагиомикроклиновых гранитов в архейских складчатых структурах и отчетливо выраженным синкинематическим характером их относительно верхнеархейской (Судовиков) или единой архейской (Шуркин) складчатости;

2) наличием микроклина в базальных сланцах, подстилающих осадочно-эффузивные образования Западной Карелии, в свою очередь прорывающихся гранитоидами протерозоя (Судиславлев, 1932 г.; Кошиц, 1933 г.; Шуркин, 1950 г.);

3) определением абсолютного возраста в  $1950 \cdot 10^6$ — $2000 \cdot 10^6$  лет в отличие от гранитоидов, прорывающих гимольскую и парандовскую серии, для которых получены цифры  $1750 \cdot 10^6$ — $1870 \cdot 10^6$  лет (Герлинг, Полканов).

## Беломорский район

В пределах Беломорского района поздние гранитоиды архея, в основном представленные плагиомикроклиновыми гранитами, реже плагиогранитами, гранодиоритами и граносиенитами, имеют следующую форму залегания;

1) относительно крупные удлиненные, овальные, реже неправильные тела, строго подчиненные складчатой структуре вмещающих пород беломорской серии;

2) узкие согласные, пластообразные тела, залегающие в комплексе гнейсов, амфиболитов и гнейсо-гранитов архея;

3) жильные и штокообразные тела, явно секущие как породы беломорской серии, так и мигматизирующий их пегматоидный плагиоклазовый и плагиомикроклиновый материал.

Наиболее крупные тела гранитоидов первого типа площадью до 15—18 км<sup>2</sup> известны к северо-западу от с. Гридино, на побережье Белого моря к юго-востоку от Пезж-Острова и к югу от оз. Кереть. Небольшие тела микроклиновых гранитов, редко превышающие 1—1,5 км<sup>2</sup>, развиты в ядре узкой антиклинали к западу от озер Верхнее и Нижнее Кот-Озеро, в районе озер Н. Пулонгское, Варацкое, Северное Каменное, Юл-Озеро, Постельное и ряде других мест. Количество и размер гранитных тел, залегающих среди беломорской серии, закономерно возрастает вниз по разрезу, достигая максимума в сильно мигматизированных гнейсах и гранито-гнейсах нижней, керетской толщи. В пределах енской, лоухской и хетолабинской толщ наблюдается преимущественная приуроченность этих пород к ядрам антиклинальных структур или зонам интенсивного смятия и разрывных дислокаций.

Для гранитоидов данного типа характерно отсутствие резких контактов. Как правило, переходы между ними и гнейсами, гранито-гнейсами и амфиболитами архея осуществляются через промежуточную зону теневых, полосчатых и тонкопослойных мигматитов, реже путем постепенного увеличения во вмещающих породах тонко рассеянного гранитного материала. Мощность контактных ореолов мигматизации часто весьма значительная, иногда превышающая размер самих гранитных тел. Местами в последних включены ксенолиты вмещающих пород, в той или иной степени инъецированные кварц-плагиоклазовым и кварц-плагиоклаз-микроклиновым материалом. На отдельных участках граниты образуют секущие жилы в основных породах, амфиболитах и ксенолитах гнейсов различного состава. Мощность таких жил, нередко имеющих крупнозернистое, порфиroidное или пегматоидное строение, местами достигает первых десятков метров. Гранитоиды этого типа представлены гнейсовидными, реже массивными разновидностями, обычно приуроченными к центральным частям наиболее крупных тел. Гнейсовидность их, обусловленная субпараллельным расположением листочков слюды, изредка амфибола и веретенообразных агрегатов кварца, ориентирована параллельно слоистости, полосатости и сланцеватости гнейсов, амфиболитов и гранито-гнейсов беломорской серии. Отчетливо выраженная подчиненность внутренней структуры гранитных тел тектонической структуре вмещающих пород с несомненностью свидетельствует о синорогенном характере их. Только на отдельных участках, по-видимому, имеет место некоторое запаздывание возникновения их по отношению к главной фазе складчатых движений, синхронных с главным периодом мигматитообразования.

Граниты, залегающие в керетской и местами хетоламинской толщах, представляют розовые или серовато-розовые породы среднезернистого, редко крупнозернистого сложения. В составе их главную роль играют микроклин, олигоклаз (22—25%  $Ap$ ), кварц и биотит, количественные соотношения между которыми варьируют в значительных пределах. В большинстве случаев преобладает калиевый полевой шпат, но местами содержание его несколько уступает плагиоклазу. Изредка в пределах данной группы встречаются как чисто плагиоклазовые граниты, так и богатые микроклином разновидности, по составу приближающиеся к граносиенитам. Количество биотита составляет 8—10%, но на отдельных участках порода резко обедняется слюдой и приобретает аплитовидный характер. Из минералов аксессуарных обычны апатит, сфен, циркон, рудный минерал и др. Местами в породе присутствуют гранат и вторичные мусковит и хлорит, явно развивающиеся по биотиту и гранату.

Структура гранитов гранобластическая, редко в массивных разновидностях бластогранитная, обусловленная частичным идиоморфизмом плагиоклаза относительно микроклина и кварца. Калиевый полевой шпат обычно развит в виде сложных, неправильных зерен, местами явно корродирующих плагиоклаз. В последнем в краевой зоне нередко появляются антипертитовые вросстки микроклина. Кварц образует удлиненные или неправильные зерна, иногда концентрирующиеся в небольшие линзообразные агрегаты.

Граниты, залегающие в кианит-гранат-биотитовых и ржаво-бурых биотитовых гнейсах енской и лоухской толщ, нередко имеют белую или светло-серую окраску. Подобные породы, известные в районе озер Сенное — Заячье, к юго-западу от разъезда Карельского, в районе оз. Синего, к западу от оз. Копатозеро и в некоторых других местах, в основном состоят из микроклина (до 40—45%), кварца (до 35%) олигоклаза, небольшого количества биотита, мусковита, местами граната. Иногда среди среднезернистой основной массы их встречаются участки пегматоидного сложения, небольшие линзовидные скопления кварца и узкие прерывистые зоны обогащения цветными минералами.

В зонах мигматизации, окаймляющих тела плагиомикроклиновых гранитов, инъекционный материал заметно обедняется калиевым полевым шпатом, кварцем и одновременно обогащается плагиоклазом ряда олигоклаз — андезина и цветным минералом, местами переходя в гранато-диориты, изредка кварцевые диориты. На участках, где вмещающие породы представлены эпидот-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, в нем в том или ином количестве появляются обыкновенная роговая обманка, с краев и по спайности замещающаяся биотитом или хлоритом, и минералы группы эпидота.

В отличие от гранитоидов, характеристика которых дана выше, плагиомикроклиновые граниты второго типа имеют резкие контакты с гнейсами, гранито-гнейсами и амфиболитами беломорской серии. Так, К. А. Шуркиным (1956 г.) описано пластообразное тело гнейсо-гранитов мощностью более 8,5 м, расположенное на о-ве Супротивном в Калгалакшском заливе Белого моря. Это розовые, среднезернистые гнейсовидные породы, в отдельных зонах значительно обогащенные калиевым полевым шпатом, слюдой и местами амфиболом. Судя по сопряженности внутренней структуры их со складчатой структурой вмещающих гнейсов, они (так же, как гранитоиды первого типа), по-видимому, являются синкинематическими, по времени образования близкими к главной фазе архейской складчатости.



Плаггиомикроклиновые граниты, слагающие секущие жилы и штоки в мигматизированных гнейсах и амфиболитах беломорской серии, выделены в отдельную группу К. А. Шуркиным (1956 г.), относящим их к позднеорогенным магматическим образованиям архея. Залегание этих пород в виде отчетливо индивидуализированных секущих тел позволяет считать, что формирование их происходило в тот момент, когда гнейсы (в том числе и сильно мигматизированные) уже не обладали способностью к пластическим деформациям, но реагировали на тектонические напряжения образованием прямолинейных расколов. Граниты этого типа в настоящее время известны только в зоне между ст. Шурецкое и Чупинским заливом Белого моря. Вопрос о закономерностях размещения их в пределах беломорской серии еще недостаточно ясен. Судя по предварительным данным, чаще они встречаются в участках, ранее испытывавших интенсивную мигматизацию, т. е. в низах разреза беломорской серии.

Граниты этой группы известны на мысе Карташ, к востоку от устья Сидоровой губы, в районе с. Гридино, на о-ве Варбар-луда и ряде других мест. На о-ве Варбар-луда они слагают крупную жилу, ориентированную в северо-восточном направлении, вкрест простираения мигматизированных биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и параамфиболитов беломорской серии. Это розовые, слегка порфиroidные породы плаггиомикроклинового состава, характеризующиеся несколько повышенным содержанием сфена и ортита. Почти повсеместно хорошо выражена гнейсовидность по биотиту и мелким порфиroidным вкраплениям полевого шпата, ориентированная параллельно оси жильного тела. В северо-восточной части жилы в зоне эндоконтакта мощностью 0,8 м граниты постепенно сменяются темно-серыми равномернoзернистыми гнейсовидными гранодиоритами, имеющими резкий, секущий контакт с сильно мигматизированными, сложно деформированными вмещающими гнейсами. Граниты, слагающие данное тело, секутся жилами порфиroidных гранитов и еще более поздними жилками мясо-красных мелкозернистых аплитов. По представлениям Н. Г. Судовикова (1939), порфиroidные граниты о-ва Варбар-луда относятся к гранитоидам протерозоя, описание которых дано ниже.

К востоку от Сидоровой губы в тектонической зоне северо-западного направления лейкократовые двуслюдяные плаггиомикроклиновые граниты образуют небольшой шток, осложненный рядом секущих апофиз. Это кирпично-красные среднeзернистые породы со слабо выраженной кристаллизационной сланцеватостью, ориентированной параллельно плоскостям контактов. Как в главном теле, так и в апофизах наблюдаются шпильры пегматоидного характера, всегда несколько обогащенные мусковитом. Вблизи штока мигматизированные гнейсы и сланцеватые теневые мигматиты архея рассечены рядом жил розового плаггио-микроклинового гранита мощностью от десятков сантиметров до 9 м и длиной до первых сотен метров. В некоторых из них включены остроугольные ксенолиты вмещающих пород различной величины и формы.

Химическая характеристика гранитоидов этого комплекса приведена в табл. 19.

Как видно из приведенных в табл. 19 цифр, поздние гранитоиды архея по составу близки к нормальным гранитам щелочноземельного ряда, только местами (анализы 2 и 4) несколько отклоняясь от них в сторону гранодиоритов. Для всей группы характерен некоторый избыток  $Al_2O_3$ , по-видимому, обусловленный широким развитием среди

Таблица 19

Оксиды	Граниты				Плаггиоклазо- вые
	плаггиомикроклиновые				
	Никольская губа	Дедов наволок	о-в Кереть	Горы Постельные	с. Соностров
	1	2	3	4	
SiO <sub>2</sub>	74,17	68,27	70,49	69,35	75,02
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,20	0,22	0,68	0,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,23	16,11	15,45	15,42	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,47	0,95	0,53	0,69	0,73
FeO	0,72	1,84	1,31	1,17	0,88
MnO	0,04	0,03	0,02	0,11	—
MgO	0,40	1,04	0,63	1,21	0,76
CaO	1,50	2,70	2,13	3,12	3,24
BaO	—	—	0,18	—	—
Na <sub>2</sub> O	2,99	3,98	3,76	3,81	3,40
K <sub>2</sub> O	4,82	3,23	3,97	3,70	0,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,10	0,06	0,35	0,42
SO <sub>3</sub>	—	—	—	0,26	0,13
H <sub>2</sub> O	—	0,33	0,32	—	—
F	0,08	—	—	—	—
П. п. п.	0,28	1,00	0,52	0,60	0,39
Сумма	99,88	99,78	99,64	100,47	100,66

Анализ 1 по Н. Г. Судовикову (1938); анализы 2—5 по Д. Т. Мишареву, В. С. Смирновой, Р. И. Солодкой (1955 г.).

вещающих беломорских гнейсов высокоглиноземистых разновидностей. Значительные вариации в содержании ряда оксидов (SiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, отношение Na<sub>2</sub>O к K<sub>2</sub>O) являются отражением варьирующего количественного минералогического состава этих пород, очевидно, в значительной степени обусловленного наложенными метаморфическими процессами.

С плаггио-микроклиновыми гранитами данного комплекса генетически связаны кислые жильные породы, представленные пегматитами, гранит-аплитами, жилами кварцевого, альбито-кварцевого и кварцево-карбонатного состава.

Жильные пегматиты, главная масса которых сосредоточена в пределах Чупино-Лоухского слюдоносного района, секут гнейсы, амфиболиты и гранито-гнейсы беломорской серии, а также прорывающие их кислые и основные породы архея. В большинстве случаев тела их располагаются группами — кустами, находящимися на различном, иногда значительном расстоянии друг от друга. Максимальная концентрация пегматитовых жил наблюдается в районе оз. Тэдино, Чупинской губы Белого моря, озер Верхнего Пулонгского, Верхнего и Нижнего Векх-Озеро, где преимущественно развиты породы лоухской (по Д. Т. Мишареву) толщи. Крупные кусты пегматитовых жил известны также в районе сел Алакуртти, Подужемье, окрестностях Сорокской бухты и некоторых других местах.

По особенностям минералогического состава и обусловленной ими специфике практического использования среди пегматитовых образований этого района намечается пять групп: 1) слюдоносные существенно

плаггиоклазовые пегматиты; 2) слюдоносные микроклин-плаггиоклазовые пегматиты с белым и розовато-желтым калиевым полевым шпатом; 3) слюдяно-керамические плаггиомикроклиновые пегматиты преимущественно с розовым и красновато-розовым микроклином; 4) неслюдоносные существенно микроклиновые пегматиты с кирпично-красным калиевым полевым шпатом; 5) неслюдоносные, существенно плаггиоклазовые разновидности.

В распределении пегматитовых жил различного типа наблюдается определенная закономерность. Так, почти все слюдоносные пегматиты первой и второй группы приурочены к кианит-гранат-биотитовым, гранат-биотитовым и богатым плаггиоклазом биотитовым гнейсам лоухской (по Д. Т. Мишареву) толщи или прорывающим их основным породам (друзитам). Слюдяно-керамические пегматиты третьей группы сосредоточены в биотитовых гнейсах или зонах переслаивания их с амфиболовыми гнейсами и амфиболитами хетоламбинской толщи, а также в залегающих среди них габбро, габбро-норитах и габбро-амфиболитах. Неслюдоносные керамические пегматиты четвертой группы, приурочены к биотитовым гнейсам и гранито-гнейсам керетской толщи, сильно мигматизированным микроклиновым материалом, частично к биотитовым и амфиболовым гнейсам хетоламбинской толщи и основным породам друзитовой серии, залегающим среди мигматитов. Наконец, неслюдоносные плаггиоклазовые пегматиты пятой группы, встречающиеся только среди амфиболовых гнейсов и амфиболитов, преимущественно сосредоточены в пределах хетоламбинской толщи.

Кусты пегматитовых жил обычно располагаются вдоль осевых частей складок второго порядка, чаще имеющих северо-восточное простирание. Максимальная концентрация пегматитовых тел наблюдается в местах перегибов осей и опрокинутых крыльях складок или на участках интенсивного развития мелкой складчатости. Господствующим распространением пользуются секущие жилы. За редкими исключениями они имеют северо-западное и субмеридиональное простирание и крутое (60—90°) падение к юго-западу и северо-востоку. В пределах отдельных кустов жильные пегматиты обычно располагаются параллельными, кулисными или четковидными сериями.

По форме залегания это дайкообразные, линзообразные, штокообразные, корытообразные и неправильные тела длиной от 20 до 500 м (редко более) и мощностью от 1 до 30 м. Судя по данным буровой разведки, на глубину они прослеживаются на 20—100 м. Контакты жил со вмещающими гнейсами часто извилистые, осложненные рядом пластовых, пластово-секущих и секущих апофиз. Гнейсы в зоне экзоконтакта обычно заметно обогащаются кварцем и мусковитом, переходя в двуслюдяные разновидности. Сами пегматиты вблизи контакта нередко приобретают плаггиоклазовый состав. Пегматитовые жилы, залегающие в габбро, габбро-норитах и габбро-амфиболитах, характеризуются четкими, относительно прямолинейными контактами. Вмещающие основные породы в зоне экзоконтакта мощностью до 2—3 м обычно сильно изменены, амфиболитизированы, биотитизированы, местами нацело превращены в полевошпатовые амфиболиты и слюдиты. В пегматитах в краевой зоне появляются чисто плаггиоклазовые разновидности с плаггиоклазом ряда андезина (до 27—35% An).

Тела пегматитов, независимо от принадлежности их к одной из перечисленных групп, преимущественно имеют дифференцированное, зональное или атакситовое строение. В зональных жилах наблюдается

сплошная или прерывистая кварцевая ось, к периферии сменяющаяся микроклиновым, плагиомикроклиновым и плагиоклазовым пегматитом. В незональных атакситовых жилах происходит незакономерное чередование участков различного состава и структуры. Наконец, недифференцированные жилы имеют более или менее равномерное строение. По типам структур среди пегматитов этого комплекса выделяются ортотектитовые, аплитовые, графические, апографические, пегматоидные, блоковые разновидности, а также участки, характеризующиеся широким развитием структур замещения. Обычно краевые части жильных тел сложены мелкозернистыми пегматитами, далее к центру постепенно переходящими в крупнозернистые, местами гигантозернистые разновидности, но нередко эта закономерность нарушается появлением зон мелкозернистого сложения вдали от контакта с вмещающими породами.

Минералогический состав пегматитов данного региона относительно однообразен. Кроме микроклин-пертита, плагиоклаза ряда альбит—олигоклаза (7—23%), резко подчиненного биотита и мусковита, почти во всех телах их в небольшом количестве присутствуют апатит, турмалин (шерл), местами гранат, редкоземельные минералы циркон и сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит).

Рядом исследователей (Борисов, 1948; Григорьев, 1935 г., 1950 г.; Мишарев и др., 1955; Смирнова и др., 1951 г.) пегматиты данного региона рассматриваются как жильные образования, генетически связанные с поздними архейскими гранитами плагиомикроклинового состава. Такая трактовка подтверждается определениями абсолютного возраста этих пород, дающими и для гранитов и для пегматитов близкие цифры, порядка  $1950 \cdot 10^6$  лет. Наряду с этим по Г. Н. Бунтину (1937), А. В. Скропышеву (1953), В. А. Шустову (1954 г.), пегматиты Чупино-Лоухского района являются разновозрастными генетически связанными с ранними и поздними архейскими и ранними нижнепротерозойскими гранитами. Такое предположение не лишено оснований, так как для некоторых пегматитов данной территории, методом абсолютной геохронологии получены цифры порядка  $1720 \cdot 10^6$ — $1770 \cdot 10^6$ , датирующие магматические образования протерозоя.

Большинством исследователей пегматиты Западного Беломорья трактуются как жильная фация гранитоидов того или иного возраста. Наряду с этим Н. Г. Судовиков (1939) и некоторые другие геологи считают, что источником их являются не граниты, а мигматиты, т. е. рассматривают образование пегматитовых тел как процесс, сингенетический с региональной гранитизацией беломорской серии.

По вопросу о генезисе самих пегматитов существуют различные точки зрения. В тридцатых—сороковых годах текущего столетия среди исследователей этого региона (Бунтин, 1939; Борисов 1942 г. 1946 и др.) господствовали представления А. Е. Ферсмана (1940) о пегматитах, как продуктах кристаллизации остаточного расплава—раствора гранитной магмы, обогащенного летучими компонентами и редкими элементами. Однако после появления ряда работ А. Н. Заварицкого (1944, 1947) и Д. С. Коржинского (1953, 1955 и др.) широкое распространение получила трактовка, по которой формирование пегматитов представляет длительный процесс преобразования магматических жильных пород (гранитов, гранит-аплитов) путем последовательной перекристаллизации и метасоматического изменения их (Никитин, 1950, 1952 и др.; Карский, 1957 г. и др.).

Значительно менее, чем пегматиты, распространены жилы кварца и аплита. Жильные аплиты встречаются во всех породах, включая и плагиомикроклиновые граниты. Мощность их колеблется от 0,1 до 1,0 м, длина от 3—5 до 50 м. Это розовые или светло-розовые массивные породы, в основном состоящие из кислого плагиоклаза (9—15% An), кварца, микроклина, единичных чешуек биотита, мусковита и местами редких зерен граната. Изредка среди них встречаются чисто плагиоклазовые разновидности.

Кварцевые и кварцево-альбитовые жилы отмечены в различных частях Западного Беломорья. Наиболее крупные кусты их известны на горе Кяба-варака в районе Плоского Бора, Малиновой вараке и некоторых других местах. Большинство жил сложено мономинеральным кварцем белого, реже серого и розового цвета. Изредка встречаются небольшие тела со значительным содержанием альбита. В жилах, залегающих среди высокоглиноземистых гнейсов енской и лоухской толщ, появляются отдельные кристаллики кианита и рассеянная вкрапленность сульфидов. Жилы кварц-карбонатного состава широко развиты на западном побережье Кандалакшского залива Белого моря и ряде других мест. Максимальная концентрация их наблюдается на островах Великий, Плоская Луда, Сидоров, Виченная Луда, Медянка, Пезж-Остров, а также в окрестностях озер Карманово и Важенка. Эти весьма своеобразные, богато минерализованные гидротермальные образования привлекали внимание многих исследователей (Гинзбург 1921; Борисов, 1927 г., 1929 г.; Лабунцов, 1939), однако наиболее детальное описание их сделано в последние годы В. И. Лебедевым (1950 а, б). По данным В. И. Лебедева, они в основном состоят из плагиоклаза ряда альбита (до 10% An), реже олигоклаз-андезина, кварца и карбонатов—анкерита или кальцита. В отдельных жилах в значительном количестве присутствуют турмалин, хлорит, биотит, ильменит, сфен, в меньшей степени эпидот, скаполит, альбит, рутил, часто сульфиды (пирит, халькопирит), реже апатит, анатаз, обыкновенная роговая обманка, актинолит, молибденит, борнит, кобальтин. В зависимости от количественных соотношений между главными минеральными компонентами в пределах этой группы устанавливается непрерывная серия от чисто кварц-карбонатных до кварц-полевошпатовых жил, по составу близких к пегматитам.

### Карельский район

В Карельском районе гранитоиды, условно отнесенные к поздним интрузиям архея, развиты на восточном побережье Онежского озера, северо-восточном побережье Повенецкого залива и северном побережье оз. Сег-Озеро. Небольшие тела поздних гранитоидов архея выделяются отдельными исследователями в центральной и Северной Карелии среди более молодых гранитоидов протерозоя или в ядрах антиклиналей среди покровных осадочно-эффузивных толщ. Предположительно к этой же группе нами относятся мусковитовые пегматиты, образующие небольшие кусты жил на участке между озерами Топ-Озеро и Поньгом-озеро.

На восточном побережье Онежского озера гранитоиды различного состава занимают площадь около 6000 км.<sup>2</sup> Исследование этих пород производилось Д. С. Белянкиным (1924, 1925), Н. Г. Судовиковым (1931 в), В. М. Тимофеевым (1935 а, 1935 в), Е. В. Нефедовым и Г. В. Макаровой (1957 г.) и другими геологами. До 1941 г. почти все

гранитоиды данного участка, известные в литературе под названием онежских гранитов, рассматривались как постботнийские. При этом Н. Г. Судовиковым (1931в) они безоговорочно относились к верхнему архею, тогда как В. М. Тимофеев в различных работах датировал их то верхним археем (1935а), то нижним протерозоем (1935). Необходимо отметить, однако, что несмотря на колебания в представлениях о времени образования этих пород, относительное положение их в разрезе, между глубоко метаморфизованными основными и ультраосновными породами неопределенного возраста и кварцито-диабазовыми толщами протерозоя (ягулия), определялось В. М. Тимофеевым достаточно точно. Как показали дальнейшие исследования (Нефедов, Макарова и др., 1957 г.), проведенные в Восточном Заонежье, часть гранитоидов этого участка явно прорывает серпентиниты и связанные с ними metabазиты (ортоамфиболиты), по структуре и составу аналогичные гипербазитам нижнего протерозоя, развитым в районе оз. Сег-Озеро, с Хаутовары и ряде других мест.

Таким образом, часть гранитов данного участка с большой долей вероятности должна быть отнесена к магматическим образованиям нижнего протерозоя. Однако ввиду слабой обнаженности и недостаточной изученности этих пород решение вопроса о том, принадлежат ли все они к единому интрузивному комплексу, или же среди них присутствуют разновозрастные гранитоиды близкого состава, пока не представляется возможным. Вследствие этого на прилагаемой к тому геологической карте большая часть так называемых онежских гранитов показана нерасчлененными гранитоидами позднеархейской — нижнепротерозойской группы ( $\gamma^{2-3}$ ).

Среди гранитоидов восточного побережья Онежского озера господствующим распространением пользуются плаггиомикроклиновые разновидности, типично представленные в Кашинском массиве и на Немецкой горе. Подчиненную роль играют плаггиограниты и гранодиориты — широко развитые на островах Гольцы.

В гранитоидах различного типа местами встречаются ксенолиты метаморфизованных основных пород (пироксеновых амфиболитов) и пластообразные тела гнейсов с варьирующим содержанием биотита. Размеры включений этих чуждых пород колеблются от 20—40 см до 2 м. Обычно наблюдается отчетливая ориентировка их в субмеридиональном направлении. В ряде пунктов граниты секутся маломощными (до 20 см) жилами аплита, кварца, пегматита и на восточном берегу Онежского озера крупными дайками габбро-диабазов верхнего протерозоя. В контактах с последними в гранитах наблюдается частичное выплавление кварц-полевошпатовой эктектики, приводящее к образованию мелких палингенетических жилков микропегматита, секущих тела основных пород (Белянкин, Турцев, 1925).

Граниты различного состава и связанные с ними гранодиориты относительно редко имеют массивное сложение. Почти повсеместно в той или иной степени выражена кристаллизационная сланцеватость (Кашинский массив, Немецкая гора, Перий Нос, Бесов Нос) или полосатость, проявляющаяся в чередовании зон, обогащенных и обедненных цветными минералами или же участков близкого состава, но различного сложения. Гнейсовидность гранитов всегда является параллельной этой полосатости небулитового типа, что позволяет Н. Г. Судовикову рассматривать ее как реликтовую структуру, унаследованную от более древних пород в процессе интенсивной гранитизации и мигматизации их.

Плаггиомикроклиновые граниты восточного побережья Онежского озера представляют розовую или кирпично-красную среднезернистую породу, в основном состоящую из микроклина, микроклин-пертита, плагиоклаза, кварца и резко подчиненного им биотита. В небольшом количестве в них присутствуют рудные минералы, апатит, местами амфибол и вторичные — серицит, хлорит, эпидот и цоизит. Структура этих пород чаще гранобластическая, реже гранитовидная и порфиоровидная. В порфиоровидных разновидностях, известных в Кашинском массиве и на Немецкой горе, крупные кристаллы микроклина (реже плагиоклаза) погружены в относительно мелкозернистую кварц-полевошпатовую основную массу, в небольшом количестве содержащую биотит.

Микроклин, образующий совершенно свежие неправильные зерна, часто имеет микропертитовое строение. Плагиоклаз, представленный рядом олигоклаза (24—27% An), обычно в той или иной степени серицитизирован и сосюртитизирован. На границе его с калиевым полевым шпатом нередко образуется кайма альбита или прерывистая оторочка мирмекита. На отдельных участках наблюдается антипертитовая структура замещения плагиоклаза микроклином.

Кварц развит в виде изометричных или неправильных зерен с отчетливым облачным погасанием. Размер их, как правило, несколько уступает размеру зерен полевых шпатов.

Биотит распределен неравномерно. Узкие, обычно заметно ориентированные листочки его часто в той или иной степени замещены хлоритом.

Плаггиограниты этого района имеют серую (до темно-серой) окраску и среднезернистое сложение. Только местами в них появляются небольшие линзообразные или гнездообразные участки лейкократовых, относительно крупнозернистых разновидностей. Главное отличие их от гранитоидов, кратко описанных выше, заключается в отсутствии или незначительном содержании микроклина, преимущественно развитого в виде вростков в плагиоклазе и повышенном содержании цветных минералов и плагиоклаза, представленного рядом олигоклаз-андезина.

Химическая характеристика гранитоидов восточного побережья Онежского озера приводится в табл. 20

Как видно из данных табл. 20, содержание главных окислов в этих породах, кроме  $K_2O$ , колеблется в ограниченных пределах. По химическому составу все три анализированных образца дают цифры, характерные для ряда от нормальных щелочноземельных гранитов до гранодиоритов типа трондьемитов.

В Центральной и Северной Карелии плаггиомикроклиновые граниты, условно относимые к поздним интрузиям архея, известны в окрестностях оз. Тава-Ярви, на западном побережье оз. Топ-Озеро, восточном побережье оз. Пя-Озеро, в районе Семч-Озеро, Юст-Озеро, окрестностях сел Гимолы, Костомукша и ряда других мест. Здесь они образуют эрозионные «окна» в ядрах антиклиналей среди протерозойских осадочно-эффузивных толщ и небольшие реликтовые зоны в гранитоидах нижнего протерозоя. Вследствие небольших размеров данных тел на прилагаемой к тому геологической карте они включены в состав нерасчлененных гранитоидов позднеархейского — нижнепротерозойского комплекса (γ2—3). По минералогическому составу и структуре эти породы аналогичны гранитам заонежского массива и вмещающим гранитоидам нижнего протерозоя, вследствие чего разделение их обычно является условным.

Таблица 20

Окислы	Гранитоиды		
	Кашинский массив	О-в Голец	Бесов Нос
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	70,68	72,05	69,27
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,18	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,57	15,65	16,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	—	0,55
FeO	2,12	2,12	1,90
MnO	0,03	0,03	0,04
MgO	0,68	1,07	0,76
CaO	2,30	2,99	3,38
Na <sub>2</sub> O	4,15	4,31	4,09
K <sub>2</sub> O	3,49	1,44	1,84
H <sub>2</sub> O	0,16	0,19	0,15
S	0,01	0,01	0,02
П. п. п.	0,53	0,51	1,21
Сумма	100,24	100,54	99,61

Анализы по Н. Г. Судовикову (1931 в).

Химическая характеристика плагиомикроклиновых гранитов данного комплекса по Е. В. Нефедову, Г. В. Макаровой (1956 г., анализ 1) и Е. М. Михайлюк (1956 г., анализ 2) приведены в табл. 21.

Таблица 21

Окислы	Граниты, гнейсо-граниты плагиомикроклиновые	
	Зап. побережье Топ-Озеро	Р-н Семч-Озеро
	1	2
SiO <sub>2</sub>	70,26	73,22
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,25	14,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,52	0,15
FeO	0,89	1,25
MnO	0,02	—
CaO	1,18	0,90
MgO	0,99	0,60
Na O	4,62	3,94
K <sub>2</sub> O	3,04	4,52
H <sub>2</sub> O	0,09	0,20
П. п. п.	0,87	—
Сумма . . . . .	99,99	99,51

Анализ 1 по Е. В. Нефедову и Г. В. Макаровой (1956 г.);  
анализ 2 по Е. М. Михайлюк (1956 г.).

Жильные породы, по структуре и составу аналогичные пегматитам Беломорского района, сосредоточены на южном побережье оз. Топ-Озеро и окрестностях оз. Поньгома (Судиславлев, 1933 г. Колесникова и др. 1953 г.).



Пегматиты этого участка, в основном приуроченные к кианит-биотитовым, гранато-биотитовым и биотитовым гнейсам лоухской (?) толщи имеют пластовое, редко секущее залегание и преимущественное северо-восточное простирание. По форме залегания это линзообразные, штокообразные, реже относительно правильные тела с небольшими пережимами и раздувами или прихотливые жилы, осложненные рядом апофиз. Мощность их колеблется от десятков сантиметров до 25—26 м, длина — от нескольких метров до 100—125 м.

Преобладают недифференцированные или слабо дифференцированные тела атакситового строения. В последних среди основной массы равномернозернистого пегматита наблюдаются небольшие (до 0,5—0,65 м) мономинеральные участки, нацело сложенные кварцем или плагиоклазом.

В окрестностях оз. Пойкеш-ламбина некоторые жилы имеют довольно отчетливую зональность. Краевые части их сложены мелкозернистым пегматитом, к центру постепенно сменяющимся среднезернистыми и крупнозернистыми разновидностями. Структура пегматитов преимущественно пегматоидная с участками графической и псевдографической. По особенностям минералогического состава среди них выделяются чисто плагиоклазовые, микроклин-плагиоклазовые и плагиомикроклиновые разновидности. Пегматиты первого типа в основном состоят из альбит-олигоклаза и светло-серого кварца. В небольшом количестве в них присутствуют мусковит, биотит, аксессуарные турмалин, апатит, рассеянная вкрапленность сульфидов (пирит, халькопирит, редко арсенипирит) и вторичные слюдки: серицит и жильбертит. К. К. Судиславлевым (1933 г.) в одной из жил района Пойкеш-ламбина был отмечен молибденит. В зоне контакта с высокоглиноземистыми гнейсами беломорской серии местами появляются гранат и кианит, образующий довольно крупные таблитчатые кристаллы. Во вмещающих породах в зоне контакта наблюдается значительное увеличение инъекционного кварц-полевошпатового материала и происходит перекристаллизация биотита, сопровождающаяся увеличением размера листочков его.

В микроклин-плагиоклазовых и плагиоклаз-микроклиновых пегматитах калиевый полевой шпат часто имеет тонкопертитовое строение.

## МЕТАМОРФИЗМ

Краткая характеристика основных черт метаморфизма архейских образований территории Карелии дается отдельно для 1) Беломорского блока архейд (Беломорский район) и 2) архейского фундамента в пределах зоны карелид (Карельский район). Нужно отметить, что изученность процессов метаморфизма в этих районах различна: если для Западного Беломорья возможно более или менее детальное описание процессов метаморфизма, то для зоны карелид оценка характера метаморфических преобразований архейских пород может быть сделана лишь в самых общих чертах.

### Беломорский район

Специальное изучение процессов метаморфизма архей Западного Беломорья производилось Н. Г. Судовиковым, и его труды (1939б, 1947 г., 1950, 1955, 1957) имеют наиболее важное значение. Характеристика метаморфизма отдельных типов пород беломорской серии и про-

рывающих ее интрузий основного состава содержится также в работах Л. А. Косого (1936, 1939), В. И. Лебедева (1951, 1955а, 1955б), П. К. Григорьева (1935, 1950 г.), Ю. С. Неуструева (1937, 1939 г.), Г. М. Саранчиной (1946), К. А. Шуркина (1951 г., 1956 г., 1957) и др.

Наиболее характерной чертой беломорской серии является ее гнейсовидный облик, повсеместное распространение разнообразных мигматитов и гранитоидных пород, свидетельствующих о развитии процессов ультраметаморфизма.

Большинство геологов согласно с П. К. Григорьевым и Н. Г. Судовиковым в том, что ультраметаморфизм в породах беломорской серии проявился дважды — в нижнем и в верхнем архее, а в зонах, граничных с карелидами, даже трижды.

Вопрос о причинах метаморфизма решается различно. Многие исследователи считают его связанным с интрузиями постсвионийских (I группы) и постботнийских (II группы) гранитов. Н. Г. Судовиков (1939б, 1947 г.) рассматривает явления ультраметаморфизма как региональные, связанные с подъемом фронта мигматизации и гранитизации комплекса в область высоких температур и давлений. Граниты не являются причиной мигматизации, а наоборот, сами представляют результат крайнего развития процессов гранитизации (Судовиков, 1950, 1957). Н. Г. Судовиков предположительно допускает существование двух периодов регионального метаморфизма, предшествующего мигматитообразованию в древнейшую эпоху диастрофизма.

Нередко высказывается компромиссная точка зрения, согласно которой древнейшие мигматиты частично являются ультраметагенными, частью же генетически связаны с интрузивными гранитами I и II группы (Смирнова, 1950 г.; Мишарев и др. 1954 г.).

К. А. Шуркин (1951 г., 1956 г., 1957) считает, что развитие архейского Беломорского подвижного пояса происходило в течение одной длительной эпохи, с ранними фазами тектогенеза которой был связан региональный метаморфизм беломорской серии вулканогенно-осадочных пород, а к кульминационному (среднему) этапу тектонических движений приурочены регионально распространенные явления ультраметаморфизма и образование главной массы гранитных тел. Сходные взгляды высказывают Е. П. Чуйкина, Э. А. Поляк (1953 г., 1954 г.) и некоторые другие геологи, связывающие, однако, региональный метаморфизм и щелочной метасоматоз гнейсов с интрузией плагиомикроклиновых гранитов. Мигматиты рассматриваются этими исследователями, как контактовые инъекционно-метасоматические образования.

В настоящее время степень изученности метаморфизма беломорской серии позволяет наметить два главных периода глубокого изменения в процессе ее развития: первый период регионального метаморфизма и второй, более поздний период ультраметаморфизма.

Доказательством разрыва во времени между периодами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, кроме общих положений, вытекающих из анализа истории геологического формирования Беломорья, служит наличие в некоторых интрузиях габбро-лабрадоритов (острова Медянка, Киврей, Песчаный, Пезж-Остров) многочисленных ксенолитов метапорфиритов и кристаллических сланцев — амфиболовых, эпидото-амфиболовых, гранато-диопсидо-амфиболовых, тремолито-форстеритовых и др., метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Эти ксенолиты ни в одном случае не содержат новообразованного кварц-полевошпатового материала, т. е. не

подвергались мигматизации до захвата их габбро-лабрадоритовой магмой; интрузии, их заключающие, принадлежат к ранней группе гипабиссальных тел, представленной так называемыми «друзитами», которые участвуют в деформациях, синхронных с мигматизацией вмещающих их гнейсов, и вместе с эруптивными брекчиями пересекаются гранитными, пегматитовыми и кварцевыми жилами, генетически связанными с окружающими мигматитами.

К раннему периоду метаморфизма в беломорских гнейсах относятся равновесные парагенетические минеральные ассоциации, среди которых главными и наиболее распространенными являются следующие:

кианит <sup>1</sup> +гранат+биотит+плагноклаз+кварц	(1)
гранат+биотит+плагноклаз+кварц	(2)
биотит+плагноклаз+кварц	(3)
роговая обманка+плагноклаз+кварц	(4)
гранат+роговая обманка+плагноклаз+кварц	(5)
диопсид+гранат+роговая обманка+плагноклаз+кварц	(6)
эпидот+роговая обманка+плагноклаз+кварц	(7)
мусковит+плагноклаз+кварц	(8)
микроклин+плагноклаз+биотит+кварц	(9)

Ассоциации (1) (2) характерны для так называемых «ржавых», гиперглиноземистых гнейсов верхней части разреза, где также встречаются пропластки (8), (9).

Парагенезис (8) относится к породам, бедным FeO, и может возникнуть как путем простой перекристаллизации, так и с привнесением глинозема или выносом щелочей, а (9) характеризуется тем, что здесь нет избытка глинозема, не связанного со щелочами в полевых шпатах, и, частью, в биотите. Эта ассоциация, очень распространенная, по мнению большинства исследователей, возникает в результате калиевого метасоматоза всех других гнейсов, в доказательство чего обычно ссылаются на «коррозионные» формы развития микроклина по отношению к плагноклазу. Такие гнейсы, если в них содержатся неустойчивые в присутствии микроклина минералы, как, например, амфибол, гранат, кианит, действительно являются мигматизированными, т. е. неравновесными (см. ниже), тогда как собственно биотито-микроклиновые гнейсы (9), вне зависимости от генезиса, следует рассматривать, как равновесную ассоциацию. Одни из них, где микроклин не обнаруживается более позднего развития по отношению к другим минералам, могут быть результатом простой перекристаллизации аркозоподобных пород, другие же возникают при калиевом метасоматозе различных гнейсов или в мигматитах, где имеет место не только метасоматоз, но также селективное плавление и новая кристаллизация анхизвтектических расплавов. В последнем случае эта минеральная ассоциация безусловно является наиболее устойчивой, так как именно к ее образованию в области ультраметаморфизма направлены все минералообразующие процессы.

В группе собственно биотитовых гнейсов (3) различаются две почти одинаковые по минеральному составу подгруппы пород. Первая с отношением CaO : Na<sub>2</sub>O : K<sub>2</sub>O равным приблизительно единице, включает биотитовые гнейсы с олигоклаз-андезином, реже олигоклазом

<sup>1</sup> Местами встречаются гнейсы с кордиеритом, ставролитом, андалузитом — Кемский район (Колесникова и Бычкова, 1952 г.), а в Енском сплюдоносном районе (Кольский п-ов) в беломорской серии широко развиты силлиманитсодержащие гнейсы.

(26% An и более), которые переслаиваются с кианито-гранатовыми гнейсами, обогащенными вкрапленностью сульфидов, имеют вторичную ржавую окраску, и легко разрушаются вследствие особенностей структуры (роговикоподобной).

Вторую подгруппу представляют гнейсы с более кислым плагиоклазом (обычно олигоклаз с 22—27% An), типичной лепидогранобластовой структурой, очень плотные, светло- и темно-серые, лишенные вкрапленности сульфидов. В них обычно более высокое содержание щелочей (причем  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ ) по сравнению с биотитовыми гнейсами первой подгруппы, в отличие от которых их удобнее называть плагио-биотитовыми гнейсами. Такие гнейсы встречаются в подчиненном распространении в енской толще, широко развиты в лоухской и хетоламинской, и частично сохраняются в керетской толщах.

Ассоциации (4), (5), (6), (7) характеризуют состав амфиболовых гнейсов и некоторых амфиболитов. Такие породы наиболее распространены в хетоламинской толще, где они часто переслаиваются с биотитовыми гнейсами, отвечая, вероятно, осадкам, первоначально обогащенным карбонатным материалом. Нередко амфиболовые гнейсы связаны постепенными переходами с биотитовыми гнейсами через промежуточные по составу разности (амфибол-биотитовые, эпидот-биотитовые и др.), но так как биотит образуется в амфиболсодержащих гнейсах и в процессе мигматизации, то решение вопроса о равновесности таких минеральных ассоциаций с биотитом в большинстве оказывается невозможным, особенно в том случае, когда основная масса биотита не развивается непосредственно по роговой обманке.

Среди амфиболитов наибольшим распространением пользуются гранатовые, полевошпатовые, часто встречаются диопсид- и эпидотсодержащие и мономинеральные бескварцевые амфиболиты.

Минералогический состав амфиболитов, при отсутствии наложенных процессов нового минералообразования, вполне отвечает указанным выше ассоциациям (4—7) и различие их с гнейсами заключается главным образом в большем содержании цветных минералов и, в более основном характере плагиоклаза (андезин).

Особым типом являются актинолитовые амфиболиты и карбонатно-антофиллитово-актинолитовые сланцы, возникшие, по В. И. Лебедеву (1955а), при глубоком метаморфизме ультраосновных пород.

Подчиненным развитием в беломорской серии пользуются карбонатно-глиноземистые эпидот- и цоизитсодержащие гнейсы и сланцы состава: цоизит (клиноцоизит, эпидот) + лабрадор + кварц (10), которые встречаются обычно совместно с амфиболитами или амфиболовыми гнейсами керетской толщи.

К редким типам пород принадлежат пересыщенные глиноземом и богатые железом и кальцием гигантозернистые кристаллические сланцы состава: кианит + гедрит + гранат + плагиоклаз + кварц (11), известные в районе с. Шуерецкого (Игнатъев, 1934 г.) и близ разъезда ст. Катозеро (Шуркин, 1956 г.). С этими породами связана промышленная концентрация абразивного граната (Шуерецкое месторождение).

Исключительно редкими породами в Западном Беломорье являются мраморы, заключенные в виде тонких прослоев среди диопсидовых и других амфиболитов и переполненные силикатами (тремолит, актинолит, диопсид, биотит, основной плагиоклаз, кварц, скаполит, апатит и др.). Наблюдаемая в них ассоциация минералов принадлежит к неравновесной и возникла в процессе мигматизации и биметасоматоза.

Минеральный состав названных главнейших типов пород, распространенных в наименее мигматизированных участках, отвечает парагенетическим ассоциациям, обычным для амфиболитовой фации регионального метаморфизма, который, как отмечалось, предшествовал мигматизации и гранитизации или региональному ультраметаморфизму пород беломорской серии. Последний проявляется в образовании разнообразных морфологических типов мигматитов, а также в изменении структуры и минерального состава тех пород, которые составляют субстрат мигматитов.

Эти изменения, с одной стороны, выражаются в перекристаллизации пород, благодаря чему все они приобретают крупнозернистое сложение, резко выраженную гнейсовидную текстуру, сохраняя в некоторых случаях унаследованную парагенетическую ассоциацию главных минералов, а с другой стороны, — в исчезновении старых и образовании ряда новых минералов.

В гиперглиноземистых и «ржавых» биотитовых гнейсах в связи с мигматизацией слабой и средней степени наблюдается замещение кианита и биотита мусковитом, граната — биотитом и кварцем, олигоклаза — альбитом (мирмекиты), мусковитом и микроклином; кроме того, происходит обогащение кварцем. В результате образуются гнейсы состава:

мусковит + кианит + гранат + биотит + плагиоклаз + кварц . . . . .	(12)
мусковит + гранат + биотит + плагиоклаз + кварц . . . . .	(13)
мусковит + плагиоклаз + кварц . . . . .	(14)
микроклин + мусковит + биотит + плагиоклаз + кварц . . . . .	(15)
микроклин + мусковит + гранат + биотит + плагиоклаз + кварц . . . . .	(16)

В амфиболсодержащих породах и амфиболитах при слабой и средней степени мигматизации процессы нового минералообразования заключаются в замене роговой обманки биотитом, нередко с одновременным образованием эпидота и сфена, в амфиболитизации диопсида, преобразовании граната в биотито-кварцевый агрегат, новообразовании кислотоплагиоклаза, мирмекита, в замещении плагиоклаза микроклином, окварцевании. В результате возникают породы с неустойчивыми минеральными ассоциациями, из которых наиболее распространенными являются:

биотит + гранат + амфибол + плагиоклаз + кварц . . . . .	(17)
биотит + диопсид + амфибол + плагиоклаз + кварц . . . . .	(18)
биотит + амфибол + плагиоклаз + кварц . . . . .	(19)
биотит + эпидот + амфибол + плагиоклаз + кварц . . . . .	(20)
микроклин + биотит + амфибол + плагиоклаз + кварц . . . . .	(21)
микроклин + биотит + эпидот + плагиоклаз + кварц . . . . .	(22)

В богатых фемических минералами амфиболитах только при сильной степени мигматизации появляется микроклин, а на ранних стадиях образуются биотитовые сланцы (слюдиты) и меланократовые биотито-олигоклавовые породы с эпидотом и сфеном.

Отмеченные неравновесные минеральные ассоциации наблюдаются в породах субстрата мигматитов в начале только в контакте с новообразованными кварц-полевошпатовыми жилками, а с усилением степени мигматизации все больше захватывают субстрат.

В породах, мигматизированных в сильной и высшей степени, когда субстрат очень глубоко или совершенно переработан, вне зависимости

от его первоначального состава, процессы нового минералообразования завершаются образованием устойчивой в данных условиях ассоциации:

биотит + плагиоклаз + микроклин + кварц . . . . . (9)

которая характеризует предельную степень развития процессов ультраметаморфизма.

Характер распределения новообразованного кварц-полевошпатового материала в породах беломорской серии определяет различные морфологические типы встречающихся здесь мигматитов.

При незначительном развитии или отсутствии дифференциальных движений образуются мигматиты с порфиробластами полевых шпатов, распределенными в виде отдельных кристаллов, цепочек, пятнистых скоплений, зон разной ширины и протяжения, наконец, жильных тел порфиробластического сложения. В участках интенсивного развития дифференциальных движений в зависимости от текстуры пород метатект образует гранит-аплитовые, пегматоидные жилки, расположенные последно в гнейсах, ветвящиеся и переплетающиеся в виде сетки в массивных амфиболитах. В местах максимального проявления мигматизации наблюдается общее межгранулярное пропитывание пород субстрата кварц-полевошпатовым материалом (общая гранитизация) и, в конечном итоге, образование гранитоидных пород с полосчатой брекчиевидной-пятнистой или порфиробластической текстурой.

Генезис беломорских мигматитов специально изучался Н. Г. Судовиковым (1939б, 1947 г., 1955) и К. А. Шуркиным (1956 г., 1957), по мнению которых, их образование обусловлено совокупностью многообразных процессов, в первую очередь селективного плавления, инъекции и межгранулярной диффузии высококомбинного гранитоидного флюида в породы субстрата или сегрегации его в той или иной форме на месте образования, а также процессов метасоматоза (гранитизация), охватывающих как субстрат, так равно и новообразованный материал (метатект) после его кристаллизации.

Вследствие изменения физико-химической обстановки интенсивность и характер этих процессов, относительная роль каждого из них в разных участках различны.

Возрастание степени мигматизации определяется в первую очередь тектоническими причинами, так как все мигматиты являются синкинематическими. Наиболее интенсивная мигматизация наблюдается в ядрах антиклинальных структур, в зонах древних разломов и в участках повышенной трещиноватости и мелкой дисгармоничной складчатости вокруг жестких блокированных массивов основных пород и пластов амфиболитов. В региональном масштабе эта неравномерность проявляется, во-первых, в постепенном усилении степени мигматизации вдоль побережья Белого моря с севера на юг, с максимальным развитием высокогранитизированных пород в окрестностях гг. Кеми и Беломорска, что, вероятно, обусловлено кульминацией осей Беломорского антиклинория. Во-вторых, повсеместно наблюдается довольно резкое усиление степени мигматизации сверху вниз по разрезу и соответственной сменой ассоциации морфологических типов мигматитов.

Так, для верхних, енской и лоухской толщ наиболее характерны линзовидно-жильные, очковые, полосчатые, частью плейчатые мигматиты в гнейсах, ветвистые и сетчатые — в амфиболитах. В хетоламбинской толще преобладают равномернополосчатые, частью тонкополосчатые брекчиевидные, местами пластично-брекчиевидные и порфиробла-

стические мигматиты, а в керетской толще особенно широко развиты тонкополосчатые, слоистополосчатые, пластично-брекчиевидные, флюидальные, порфиробластические и теневые мигматиты. Последние представляют особый интерес, так как, по мнению Н. Г. Судовикова, «являются образованиями, свидетельствующими о рождении очагов гранитной магмы и представляют собой самую начальную стадию ее образования — стадию гранитной магмы, характеризующейся неполным расплавлением» (1955, стр. 158). Эти породы, встречающиеся в керетской толще, описываются как гнейсо-граниты, теневые граниты, метасоматические граниты или мигматит-граниты и т. п. Они являются гранитоидными образованиями, отличающимися друг от друга текстурой и количественными соотношениями плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита; обладают химико-минералогическими особенностями магматических гранитов и гранодиоритов, по внутреннему строению тел и микроструктуре сходны с гранитами метасоматическими и одновременно обнаруживают неразрывную вещественную связь с вмещающими породами. Генезис этих гранитоидов неясен и, по-видимому, они в большей своей части слагаются палингенной магмой анхизвтектического состава, частью же привнесенным с глубины материалом. Так рассматривает П. Эскола (1958) и другие исследователи аналогичные по характеру гранитоиды Центральной и Южной Финляндии.

В Северо-Западном Беломорье эти граниты образуют небольшие (несколько километров в поперечнике) тела, обычно сохраняющие гнейсовидную структуру, окруженные зонами мигматизации высокой степени.

В беломорской серии широкое распространение имеют интрузивные основные породы — друзиты, являющиеся специфическими для беломорского архея. Как известно, в друзитах, обладающих габбровой, офитовой, пойкилоофитовой и др. структурами подобного характера, наблюдаются разделяющие кристаллы плагиоклаза и первичномагматических магнезиально-железистых минералов каймы, состоящие из актинолитовой и обыкновенной роговой обманки, светло-зеленого или бесцветного диопсида (частично) гиперстена и граната.

Происхождение этих кайм в беломорских друзитах неоднократно служило предметом специального исследования и дискуссий (Федоров, 1904; Машковцев, 1927; Строна, 1929; Косой, 1938; Судовиков, 1939б, Саранчина, 1946; Лебедев, 1951; Шуркин, Дук и Митрофанов, 1959). В начальный период изучения все каймы рассматривались как реакционно-магматические; позднее такая интерпретация сохранилась лишь для каймы ортопироксена по оливину, тогда как другие были признаны вторичными, метаморфическими. Некоторые исследователи допускают метаморфическое происхождение также кайм ортопироксена. Они возникают в связи с преобразованием первичных минералов во вторичные согласно следующей общей схеме:

оливин → ортопироксен (гиперстен — 2) → амфибол (актинолит);  
 гиперстен — (?) → амфибол актинолитового типа;  
 диопсид — авгит → диопсид (геденбергит) → обыкновенная роговая обманка;  
 лабрадор → андезин → олигоклаз (+кварц);  
 титано-магнетит → лейкоксен → сфен → биотит;  
 пироксен + лабрадор → гранат → амфибол + кварц (+биотит).

Минералы, заканчивающие эти ряды, относятся уже к следующей стадии метаморфизма друзитов, когда первичные магматические струк-

туры исчезают и основные породы преобразуются в разнообразные амфиболиты и кристаллические сланцы. В частности, лабрадориты переходят в доизит-лабрадоровые или лабрадоровые, андезиновые и другие плагиосланцы, а при существенном привносе щелочей и кремнекислоты — в плагиоклазовые гнейсы. Габбро-лабрадориты, габбро и безоливиновые габбро-нориты вначале преобразуются в диопсид-гранатовые и гранатовые, обычно полосчатые амфиболиты, а при усилении степени мигматизации — в полевошпатовые амфиболиты; амфиболовые сланцы и, наконец, в биотит-, эпидот- и амфиболсодержащие гнейсы и тонкопослойные мигматиты. Наиболее меланократовые оливиновые габбро-нориты, перидотиты и пироксениты дают начало актинолитовым амфиболитам и сланцам.

Таковы главнейшие особенности изменения различных пород беломорской серии в период ультраметаморфизма и региональной гранитизации.

### Карельский район

Приблизительно 80% площади зоны карелид на территории Карелии слагается гранито-гнейсами, значительная часть которых обычно рассматривается в качестве архейских интрузивных пород и лишь некоторые — как нерасчлененные мигматиты позднеархейских и протерозойских гранитов.

Существенно олигоклазовые и альбит-олигоклазовые гранито-гнейсы и граниты, как правило, сопоставляются с ранними архейскими олигоклазовыми гранитами, и существенно микроклиновые граниты и мигматиты — с поздними архейскими интрузиями других районов Карелии и Кольского полуострова.

Среди мигматитов в этих районах наиболее широким развитием пользуются тонкопослойные и пльчатые мигматиты, олигоклазовые, плагиомикроклиновые или смешанного состава.

Весьма характерной особенностью гнейсо-гранитов и мигматитов в зоне карелид является однообразное, выдержанное на большом пространстве северо-западное простирание кристаллизационной сланцеватости, совпадающее с ориентировкой узких синклинальных структур, заключающих глубоко метаморфизованные супракрустальные образования нижнего протерозоя (нижний структурный этаж карелид по К. О. Кратцу). Этот факт уже давно рассматривается как прямое указание на то, что архейский фундамент в зоне карелид претерпел глубокую структурную перестройку и реоморфизм (анатексис, палингенез). Имеются лишь разрозненные и весьма отрывочные сведения о характере архейских гнейсов, которые прорваны этими гранитами и составляют субстрат связанных с последними мигматитов.

Небольшие, но почти повсеместно распространенные «ксенолиты» в гнейсо-гранитах сложены главным образом мигматизированными биотитовыми, биотито-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. В некоторых районах, например, в пределах расположенной среди гнейсо-гранитов глыбообразной массы гнейсов в районе оз. Куйто, частью относимых к архею, встречаются крупночешуйчатые биотитовые сланцы и гнейсы типа беломорских, иногда с гранатом, кианитом; прослой полевошпатовых и биотитсодержащих амфиболитов, амфиболовые и амфиболо-гранатовые сланцы и другие породы (Островская и др., 1954; Шуркин, 1950). В районе оз. Тикше-Озеро отмечены гиперглиноземистые гедрито-гранатовые амфиболиты, сходные с гранатовыми гедрититами



Шуерецкого района в Беломорье (Судовиков, 1939б). В пределах глыб архейского фундамента в районе с. Койкары, развиты плагиобиотитовые гнейсы, амфиболиты и гнейсо-граниты. Последние также слагают глыбы архея в Кукаозерской ветви зоны карелид. Наконец, в «окнах» архейского фундамента среди пород ладожской серии, в центре некоторых выступов, сложенных мигматизированными биотитовыми гнейсами, встречаются плагиобиотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, диопсидо-гранатовые параамфиболиты, сланцеватые амфиболиты, изредка гедритовые гнейсы и эпидотсодержащие кварциты (Шуркин, 1958).

Приведенные примеры указывают на вероятную принадлежность древнейших гнейсов в зоне карелид к супракрустальному комплексу пород, подобному по составу и характеру метаморфизма беломорской или кольской сериям гнейсов.

В некоторых, наиболее хорошо сохранившихся глыбах архейского фундамента, расположенных в складчатых сооружениях ранних карелид (см. раздел «Тектоника»), наблюдается наложение явлений регрессивного метаморфизма на ультраметаморфизированные породы архея. Так, например, в Северо-Восточном Приладожье в выступающих среди пород ладожской серии глыбах архейских гнейсов и мигматитов широко развиты катаклаз, в краевых зонах глыб явления рассланцевания, бластомилониты, и лишь в контактах с ладожской толщей наблюдается перекристаллизация и пластические деформации, свидетельствующие о сравнительно ограниченном проявлении здесь процессов реоморфизма. Наиболее позднее минералообразование в контактах архея с ладожскими породами имеет низкотемпературный характер: эпидотизация, карбонатизация, хлоритизация, окварцевание и, местами, переотложение калиевого полевого шпата и альбита.

В койкарской глыбе архея, как указывает С. Б. Лобач-Жученко<sup>1</sup>, претерпевшей ультраметаморфизм до вовлечения в протерозойские дислокации, в краевых частях, одновременно с метаморфизмом пород протерозоя, происходит повторный метаморфизм регрессивного характера. Кроме катаклаза, рассланцевания и милонитизации архейских пород, здесь наблюдается хлоритизация биотита, обесцвечивание амфиболов, новообразования минералов группы эпидота, и только в узких краевых зонах происходит перестройка внутренней структуры архейских гнейсов без особенно явных признаков селективного плавления пород.

При более глубоком и интенсивном повторном ультраметаморфизме архейский фундамент еще сохраняет реликты первоначального состава, но в этом случае наблюдаются полимигматиты, приуроченные к приконтактовым зонам более или менее однородных массивов огнейсованных плагиоклазовых или микроклиновых гранитов. Так, например, на берегах озер Среднего и Верхнего Куйто мигматизированные и сложно деформированные плейчатые архейские биотитовые гнейсы и полевошпатовые амфиболиты оказываются брекчированными и сцементированными нижнепротерозойским гранитом, слагающим здесь огромный более или менее однородный массив.

Жильный гранитный материал между обломками архейских мигматизированных гнейсов в полимигматитах является интрузивным (генетический тип инъекционных мигматитов), а сами цементированные им обломки принадлежат к ультраметагенному типу тонкопослойных и

<sup>1</sup> Устное сообщение.

сплощчатых мигматитов, обычных среди ультраметаморфизованных пород беломорской серии.

В еще более глубоко измененных участках архейского фундамента, как например, в Северо-Западном Приладожье (Судовиков, 1954) и, по-видимому, на всей обширной территории антиклинорных структур нижнего структурного этажа карелид, явления нового селективного плавления, мигматизации и гранитизации, несколько интенсивно развиты и так глубоко преобразуют архейские породы, что стирается различие между ними и возникшими в условиях ультраметаморфизма новыми протерозойскими мигматитами и гранитами.

Сказанное выше приводит к заключению, что породы архейского основания до формирования карельских складчатых зон, очевидно, имели в главных чертах, тот же ультраметаморфический характер, как и в области беломорид. При вовлечении в карельский диастрофизм архейские гнейсы и мигматиты претерпели повторный метаморфизм, который в глыбах фундамента в зоне карелид проявился в виде динамометаморфизма, процессов регрессивного минералообразования и в локальном развитии явлений перекристаллизации и палингенеза, характеризующих менее погруженные зоны карелид. В глубоко погруженных зонах карелид особенно интенсивно развивались селективное плавление, мигматизация, гранитизация, возникли палингенные граниты, происходило глубокое химическое структурное и минералогическое преобразование архейских пород, потерявших в процессе повторного ультраметаморфизма свои первоначальные специфические черты.

Общей особенностью метаморфизма пород архея как в области беломорид, так и в пределах пояса карелид на территории КАССР, является отсутствие минеральных ассоциаций более высокотемпературных, чем ассоциации амфиболитовой фации. Процессы ультраметаморфизма осуществлялись в термодинамической обстановке, приблизительно соответствующей этой же фации регионального метаморфизма. Очевидно, по этой причине в Карелии отсутствуют чарнокиты, столь характерные для других районов докембрия в СССР и за рубежом, а также гранулиты и эклогиты.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одной из главных задач дальнейших исследований, без решения которой невозможно правильное понимание геологической истории описываемого региона, является выяснение вопроса о наличии в архее одного или двух тектоно-магматических циклов. Для того чтобы подойти к разрешению данной проблемы, необходимо комплексное изучение стратиграфии, тектоники и метаморфизма кристаллических образований архея, а также всестороннее исследование внутренней структуры, вещественного состава и металлогении прорывающих их архейских интрузивных пород.

Подобное комплексное изучение, пока проведенное только на небольшой площади Чупино-Лоухского слюдоносного района, в дальнейшем необходимо распространить на северную и южную части Западного Беломорья, являющиеся областями регионального распространения кристаллических образований архея, а также на центральную и западную части республики, где архейские породы слагают более или менее значительные площади среди протерозойских складчатых структур.

Как показали детальные исследования северной части Западного Беломорья и некоторых районов Южной Карелии, гранитоиды архея

имеют значительно меньшее распространение, чем это представлялось по материалам геологической съемки до 1941 г. и частично более поздним исследованиям. Судя по последним работам, большая часть развитых здесь гранитоидов плагиоклазового состава, прежде относившихся к раннему (по старой терминологии постсвионийскому) интрузивному комплексу, генетически связана с плагиомикроклиновыми гранитами поздней архейской или ранней протерозойской группы. В связи с этим возникает вопрос о существовании в архее самостоятельного интрузивного комплекса олигоклазовых гранитов и гранодиоритов, более древнего чем основные породы (друзиты) и плагиомикроклиновые граниты поздней архейской группы. Необходимо отметить, что в настоящее время рядом исследователей (Е. П. Чуйкина, К. А. Шуркин и др.) этот вопрос решается отрицательно.

Если даже в пределах относительно изученной северной части Западного Беломорья расчленение магматических образований архея вызывает ряд затруднений, то в Карельском районе (Центральная и Западная Карелия) отнесение данных пород к различным интрузивным комплексам вообще является условным, преимущественно произведенным по петрографической аналогии их с соответствующими породами Беломорского района. Для этой части района особое значение имеет проблема генезиса и возраста, обширных площадей распространения олигоклазовых гнейсо-гранитов, до последнего времени сопоставляющихся с древнейшими гранитоидами Западного Беломорья.

Условность стратиграфического положения архейских интрузивных образований (главным образом гранитоидов) Карельского района особенно четко выявились в последние годы, когда в связи с отнесением к нижнему протерозою сланцево-гнейсовой тикшеозерской и гимольской серий прорывающие их граниты, естественно, отошли в группу нижнепротерозойских интрузий. В настоящее время без специальных исследований, только по материалам съемок до 1941 г. отделение поздних гранитоидов архея от близких к ним по структуре и составу ранних гранитоидов нижнего протерозоя часто не представляется возможным. Вследствие этого на ряде участков данные породы условно объединены нами в группу нерасчлененных гранитоидов позднеархейского — нижнепротерозойского комплекса.

Необходимо отметить, что в последние годы возникает еще одна проблема о наличии позднеархейских и нижнепротерозойских гранитоидов аналогичного (преимущественно плагиомикроклинового) состава и о возможности расчленения их на тех участках, где возраст этих пород не документируется стратиграфическим положением вмещающих осадочно-эффузивных толщ. К решению этого вопроса, представляющего и теоретический и практический интерес, по-видимому, следует подходить как со стороны систематического определения абсолютного возраста гранитоидов, положение которых в разрезе устанавливается достаточно четко, так и путем детального изучения специфических особенностей минералогического состава (преимущественно аксессуарий), металлогении и геохимии этих пород и связанных с ними жильных образований.

С внедрением гранитоидов архея связано глубокое изменение архейских осадочно-эффузивных толщ, сопровождающееся появлением новых устойчивых при данных условиях минеральных ассоциаций и широким развитием метасоматических процессов, мигматизации и гранитизации. В нижней керетской толще, где эти явления достигают макси-

мального развития, широко развитые плагиомикроклиновые гранито-гнейсы и метасоматические граниты по составу, а местами и структуре, трудно отличимые от интрузивных гранитов.

Следует подчеркнуть, что для Карелии, так же как и смежной с ней Мурманской области, характерна высокотемпературная эндогенная минерализация, по-видимому, объясняющаяся большей глубиной эрозионного среза архейских складчатых структур. Дальнейшее изучение магматизма архея имеет важное практическое значение как для выявления генетической связи различных полезных ископаемых с различными петрографическими комплексами пород, так и выявления основных закономерностей их пространственного размещения.

## ПРОТЕРОЗОИ

### ВВЕДЕНИЕ

Магматические образования протерозоя представлены основными и кислыми эффузивами, преимущественно спилито-кератофировой формации, небольшими телами гипербазитов, нередко нацело превращенных в талько-хлоритовые сланцы и серпентиниты, гипабиссальными интрузиями диабазов и габбро-диабазов, в той или иной степени измененных вторичными процессами, небольшими пластовыми телами интрузивных кварцевых порфиров и кератофиров, трещинными интрузиями основных и ультраосновных пород и гранитоидами различного состава (граниты, гранодиориты, граносиениты и диориты), слагающими как согласные тела, строго подчиненные направлению складчатой структуры вмещающих пород, так и небольшие линзообразные, штокообразные и дайкообразные интрузии трещинного типа. В южной части республики среди диабазов, пироксеновых и плагиоклазовых порфиров суйсарской серии появляются ультраосновные эффузивы типа пикритов. К интрузиям протерозоя, вероятно, относится Елетьозерский массив ультраосновных, основных и щелочных пород, для которых методом абсолютной геохронологии получена цифра  $1670 \cdot 10^6$  лет.

Начиная с прошлого столетия изучение магматических образований протерозоя продолжает проводиться рядом русских и финских геологов. Необходимо отметить монографию В. М. Тимофеева «Петрография Карелии» (1935 г.), ряд региональных работ П. Эскола, В. Хакмана, В. Вилкмана, Н. Г. Судовикова, Л. Я. Харитонова, М. А. Гиляровой, а также тематические исследования, посвященные отдельным петрологическим комплексам и массивам. К числу последних относится монография Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1888) по диабазам Олонцкого края, работа П. Эскола (P. Eskola, 1925) по зеленокаменным породам Южной Карелии, диссертация М. А. Гиляровой (1941) по магматическим образованиям среднего протерозоя (Суйсарский вулканический комплекс) и К. О. Кратца (1950 г.) по иотнийским габбро-диабазам, ряд статей А. А. Полканова (1955б, 1955в, 1956а, б), посвященных характеристике магматических образований хогландия — иотния и проблеме генезиса гранитов платформенных областей, работа Т. Х. Сахама (1945 г.), содержащая детальную минералого-химическую характеристику гранитов рапакиви, отдельные статьи Г. М. Саранчиной (1948б, 1949а, б) и Т. В. Перекалиной (1948, 1953) по основным и кислым породам Северного Приладожья и т. д.

По представлениям большинства исследователей развитие протерозойского магматизма данного региона в целом подчинено тем же законам, которые хорошо изучены для более поздних геологических эпох. Наиболее интенсивная и разнообразная магматическая детальность этого периода тесно связана с подвижными зонами земной коры, проходящими ряд последовательных этапов развития. Каждый из этих этапов характеризуется своими особенностями тектоники, метаморфизма, рудной минерализации и спецификой связанных с ним магматических комплексов. Для ранних этапов нижнего протерозоя, отвечающих времени заложения карельских подвижных поясов, типична интенсивная вулканическая деятельность, одновременная с накоплением мощных терригенных толщ (гимольская, тикшозерская и парандовская серии). Вулканизм этого периода имеет отчетливо выраженный спилито-кератофировый характер с резким преобладанием основной, спилитовой ветви.

Последующими процессами складчатости и метаморфизма (преимущественно регионального) эффузивы данного этапа превращены в порфириды, серицито-кварцевые сланцы, амфиболовые сланцы и сланцевые амфиболиты, только местами сохранившие реликты первичномагматических структур.

Одновременно, частично несколько позднее формирования мощных осадочно-эффузивных толщ нижнего протерозоя, происходило образование габбро-диабазов, представляющих либо внутренние части и подводящие каналы поверхностных излияний, либо пластовые интрузии—силлы.

Со спилито-кератофировой формацией нижнего протерозоя пространственно связано серноколчеданное оруденение, проявляющееся как в виде рассеянной вкрапленности и небольших рудных тел, так и в форме крупных месторождений. Необходимо отметить, что большинством исследователей (Глебова-Кульбах, Носикова, 1953 г.; Потрубович, 1956 г.) устанавливается генетическая связь колчеданных руд с гранитоидами нижнего протерозоя, тогда как Т. В. Билибина (1953 г.) и некоторые другие геологи связывают их с нижнепротерозойскими кварцевыми порфирами.

В центральной части Восточно-Карельской синклинойной зоны су-пракрустальные образования парандовской серии перекрываются мощной толщей основных эффузивов с резко подчиненными им кварцитами, серицито-кварцевыми и филлитовидными сланцами. Зеленокаменные породы данного комплекса, представленные альбит-роговообманковыми диабазами, диабазовыми порфиритами, диабазовыми мандельштейнами, пирокластическими породами и шаровыми лавами, несколько отличаются от подстилающих спилитов парандовской серии меньшим метаморфизмом и относительной сохранностью первичномагматических структур. Судя по широкому развитию шаровых лав, они представляют типичные подводные излияния. В Западно-Карельской синклинойной зоне аналогичные породы картируются узкими полосами северо-западного и субмеридионального простирания, преимущественно приуроченными к краевым частям протерозойских складчатых структур.

Несмотря на то что относительное положение данного комплекса пород устанавливается достаточно четко, вопрос о геологическом возрасте его пока не решен одозначно. По С. А. Дюкову (1953 г.) он представляет верхние горизонты единого, непрерывного разреза нижнего протерозоя. В. А. Перевозчикова (1957), выделившая эти породы под названием тунгудско-надвоицкой серии, сопоставляемой ею с кале-

нием В. Рамсея (Ramsay, 1902), считает, что они отделены от супра-крупных образований парандовской серии периодом раннепротерозойской складчатости и эпххой внедрения раннепротерозойских, син-кинематических гранитоидов различного состава. Наконец, по Л. Я. Харитонову (1958), породы, по характеру и положению в разрезе отвечающие тунгудско-надвоицкой серии В. А. Перевозчиковой, соответствуют низам среднего (по Харитонову — верхнего) протерозоя, который в Восточно-Карельской синклинирной зоне без перерыва и несогласия залегает на осадочно-эффузивных образованиях парандовской серии.

Со следующим, за периодом накопления нижнепротерозойских супра-крупных толщ (гимольская, парандовская и тикшозерская серии), ранним этапом протерозойской складчатости связано появление офиолитовых интрузий ультраосновных пород типа оливинит-перидотитов с подчиненными им пироксенитами, габбро-пироксенитами, габбро, габбро-лабрадоритами (массивы Хюрсюля, Суриvara или Гайкола и др.), а также гранитоидов различного состава и сопутствующих им диоритов и гранодиоритов.

Небольшие тела гипербазитов преимущественно приурочены к толще спилитов нижнего протерозоя, межформационным поверхностям и региональным разломам между различными структурными зонами. Реже они встречаются в окаймляющих протерозойские складчатые зоны кристаллических образованиях архея. Процессами аутометаморфизма эти породы превращены в серпентиниты, позднее в локальных мобильных зонах измененные в талько-хлоритовые сланцы (горшечный камень). С отдельными телами гипербазитов связано рудопроявление меди и никеля (массивы Хюрсюля и участка Хаутоварского месторождения).

Плаггиомикроклиновые и плаггиоклазовые граниты, прорывающие осадочно-эффузивные образования гимольской, парандовской и тикшозерской серий, главным образом сосредоточены в краевых частях протерозойских подвижных зон, в областях стыка их с гнейсами и гнейсо-гранитами архея. Породы эти, в основном представленные гнейсовой структурной фацией, образуют согласные, реже согласно секущие тела различного размера, в общем ориентированные параллельно осям нижнепротерозойских складчатых структур. Как правило, они обладают большой активностью, проявляющейся в интенсивном метаморфизме супра-крупных толщ нижнего протерозоя с образованием амфиболитов по метадиабазам, биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых сланцев по амфиболитам, фельдшпатизации седиментогенных сланцев, локальной мигматизации их, образовании обширных ареалов мигматизации по гнейсам и гранито-гнейсам архея. Вследствие наличия этих ареалов переходы между гранитоидами и вмещающими породами обычно являются постепенными и контуры гранитных тел в значительной степени условными.

По представлениям Л. Я. Харитонova, К. О. Кратц и других исследователей, эти гранитоиды частично являются палингенетическими, образованными в процессе регионального реоморфизма архейского фундамента, наиболее интенсивного в областях стыка консолидированных архейских структур с подвижными зонами нижнего протерозоя.

Наряду с подобными абиссальными образованиями глубинных складчатых зон среди ранних гранитоидов нижнего протерозоя выделяются малые трещинные интрузии умеренно кислого состава (диориты,

гранодиориты, ассоциирующие с ними плагиограниты). Согласно данным ряда исследователей, с этими породами (по представлениям Г. О. Глебовой-Кульбах, образованными несколько ранее мигматизирующих гранитов) парагенетически связаны гидротермально-метасоматические месторождения серного колчедана, рудопроявления молибденита вкрапленно-прожилкового типа (район Пяя-Вара, Ялонвара) и полиметаллов.

Необходимо отметить, что комплекс ранних гранитов—гранодиоритов—диоритов нижнего протерозоя пока с достоверностью выделяется только на отдельных участках. К числу их принадлежит крупный Таваярвинский массив, расположенный к западу от оз. Пя-Озеро, и ряд мелких пластовых тел в зоне озер Большеозеро—Гимольское—Сукк-Озеро, окрестностях с. Хаутовары и некоторых других местах. В большинстве же случаев не представляется возможным отделение этих пород как от поздних гранитоидов архея, так и от более молодых гранитоидов нижнего протерозоя, там где положение последних не документируется непосредственными соотношениями их со вмещающими осадочно-эффузивными толщами.

Необходимо подчеркнуть, что вопрос о возможности разделения поздних гранитоидов архея—ранних гранитоидов нижнего протерозоя вообще является спорным, так как рядом исследователей (Харитонов, 1955; Перевозчикова, 1956), относивших гимольскую и парандовскую серии к верхнему архею, прорывающие их гранитоиды рассматривались как верхнеархейские, одновременные с так называемыми гранитами II группы западного Беломорья. Интересно отметить, что Л. Я. Харитонов (1957) и в более поздних работах, где гимольская и парандовская серии рассматриваются им как нижнепротерозойские, все же допускает возможность объединения прорывающих их гранитоидов с плагиомикроклиновыми гранитами Беломорского блока.

Более молодые магматические образования протерозоя представлены комплексом ультраосновных и основных пород ряда оливинитов, перидотитов, габбро-норитов, габбро, габбро-диабазов и гранитоидов плагиомикроклинового, реже существенно плагиоклазового состава. Основные и ультраосновные породы данной группы, изредка встречающиеся в одних и тех же сложно дифференцированных телах, местами несут рудопроявления меди, никеля и кобальта. По форме залегания эти малые интрузии трещинного типа согласные, согласно секущие, секущие относительно складчатой структуры вмещающих пород.

Среди гранитоидов данного комплекса намечаются три группы, несколько различные по положению в региональной геологической структуре, внутреннему строению, особенностям структуры и минералогического состава. К первой из них принадлежат мигматизирующие плагиомикроклиновые граниты, преимущественно концентрирующиеся в пределах протерозойских синклинорных зон или областях стыка их с кристаллическими образованиями архея. Это гранитоиды района озер Куола-Ярви, Пана-Ярви, западного берега Выг-Озеро, северного берега Сям-Озеро и ряда других мест. По широкому развитию гнейсовидных структур и характеру взаимоотношений с вмещающими породами (метаморфизм осадочно-эффузивных образований нижнего протерозоя, наличие широких ареалов мигматизации по гнейсам и гнейсо-гранитам архея) они близки к ранним гранитоидам нижнего протерозоя.

К второй группе принадлежат малые интрузии трещинного типа в основном сложенные плагиомикроклиновыми гранитами, местами пере-

ходящими в граносиениты, реже плагиогранитами. Для этих пород; типично представленных в массивах Карташ, Палаламби и Паназерский, характерно отсутствие ореолов мигматизации, наличие мелкозернистой краевой фации и местами хорошо выраженных первичномагматических структур течения. По представлениям В. А. Перевозчиковой, Г. О. Глебовой-Кульбах и других с этими интрузиями связаны рудопроявления молибдена жильного типа и признаки редкоземельной минерализации.

К третьей группе относятся граниты, граносиениты и гибридные гранодиориты массивов Нуорунен, Корманки, Вычанский, по-видимому, генетически связанные с поздними нижнепротерозойскими основными породами Олангской группы. Эти породы образуют небольшие трещинные интрузии, прорывающие гранитоиды архея, комплекс ранних диоритов, гранодиоритов, гранитов нижнего протерозоя и пироксен-лабрадоровые габбро-диабазы западного побережья оз. Кереть (Вычанский остров), очевидно, представляющие поздние интрузии нижнего протерозоя. Для гранитоидов данной группы характерны пассивные контакты со вмещающими породами (отсутствие ареалов мигматизации), прекрасно выраженные первичномагматические структуры течения, широкое развитие графических структур и присутствие наряду с микроклином, небольшого количества ортоклаза, до последнего времени неизвестного в других гранитах этого региона.

Стратиграфическое положение данного магматического комплекса в целом является дискуссионным. По В. А. Перевозчиковой (1957), ультраосновные, основные и кислые породы его, прорывающие осадочно-эффузивные образования тунгудско-надвоицкой серии, и попадающие в гальку базальных конгломератов среднего протерозоя являются поздними интрузиями нижнего протерозоя.

По Л. Я. Харитонову (1957), в соответствии с его представлениями о различном ходе развития отдельных структурных зон, в течение нижнего и первой половины среднего (по Л. Я. Харитонову верхнего) протерозоя, в Восточно-Карельской структурной зоне «интенсивная складчатость, внедрение гранитоидов (гранитизация), располагаются на более высоком стратиграфическом уровне, внутри верхнепротерозойских образований, разделяя последние на два отдела или две свиты». Интрузивная же деятельность среднего протерозоя, начавшаяся с внедрения основной магмы по разломам, ограничивающим краевые прогибы, и по возобновленным тектоническим швам, продолжалась образованием гранитоидов различного состава, отвечающих по времени заключительным фазам протерозойского тектогенеза.

Несколько ясны также возрастные соотношения между тремя типами гранитоидов, намеченных выше. В. А. Перевозчиковой (1956 г., 1957) все они включаются в одну группу позднеорогенных интрузий нижнего протерозоя ( $\gamma_3^1$ ). К. О. Кратц и О. А. Рийконен (1953 г.), также относящими эти породы к магматическим образованиям нижнего протерозоя, гранофиновые, ортоклазсодержащие граниты типа Нуорунен-Корманка рассматриваются как несколько более ранние, чем мигматизирующие плагиомикроклиновые граниты района озер Куола-Ярви, Пана-Ярви и ряда других мест. Наличие гальки гранофиновых гранитов в базальных конгломератах среднего протерозоя вполне подтверждает нижнепротерозойский возраст их. В то же время вопрос о стратиграфическом положении мигматитообразующих гранитов данной группы пока является открытым. Если в соответствии с представлениями В. И. Шмы-



галева (1958 г.) осадочные породы (кварциты, кварцито-песчаники, доломиты) района оз. Пюхя-Ярви рассматривать как среднепротерозойские, тогда прорывающие их гранитоиды следует считать постсреднепротерозойскими, по положению в разрезе отвечающими постятулийским гранитам, гранодиоритам В. М. Тимофеева (1935), Н. Г. Судовикова, Ю. С. Неуструева (1941).

По-видимому, еще более поздними являются малые трещинные интрузии гранитов окрестностей с. Карташи, оз. Палаламби, Панозерского массива и т. д., явно приуроченные к зонам разломов в складчатых консолидированных протерозойских толщах или к пограничным разломам между ними и кристаллическими образованиями архея.

Остро дискуссионным является также вопрос о возрасте основных пород и гранитоидов различного состава, прорывающих терригенную ладожскую серию. К. О. Кратцем (1957) и В. А. Перевозчиковой (1957), относящими данную серию к верхам нижнего протерозоя, эруптирующие ее интрузивные образования трактуются как поздние нижнепротерозойские. По Л. Н. Потрубович, О. Н. Анищенко (1956 г.) и Л. Я. Харитонову (1957), рассматривающими ладожскую серию в составе среднего (по Л. Я. Харитонову, верхнего) протерозоя, прорывающие ее пироксениты, габбро-пироксениты, габбро-диориты и граниты являются постсреднепротерозойскими (по Л. Я. Харитонову, постверхнепротерозойскими). В этой трактовке комплекс постладожских интрузивных пород, типичный для подвижных геосинклинальных зон, по времени образования сопоставим с постсреднепротерозойскими габбро-диабазам других структурных зон, переживавших в среднем протерозое субгеосинклинальную фазу развития.

Вследствие наличия таких различных точек зрения описание геосинклинальных интрузивных образований, прорывающих ладожскую серию (постладожские интрузии) выделено нами в отдельную главу и, условно, в соответствии с принятой здесь стратиграфической схемой, помещено в разделе, посвященном поздним интрузиям нижнего протерозоя.

Среди интрузий постладожского возраста устанавливаются две группы (комплекса) основных и кислых пород, занимающих различное положение в геологической структуре Восточно-Финляндской синклинорной зоны. К первой из них, отвечающей ранним и средним этапам постладожской складчатости, относятся мелкие пластовые тела метапироксенитов, метагаббро, гнейсо-габбро-диоритов и гнейсо-диоритов, а также мигматизирующие плагиомикроклиновые граниты (так называемые интрузии I постладожской группы). Гранитоиды данного комплекса образуют узкие пластообразные тела, в общем подчиненные складчатой структуре вмещающих пород ладожской серии. К второй группе принадлежат позднеорогенные трещинные интрузии основных, средних и кислых пород, местами имеющие сложнодифференцированное строение (интрузии II постладожской группы, типичным представителем которых является магматический комплекс о-в Пуг-Сари). Сюда же относятся посторогенные пегматоидные граниты, слагающие небольшие штокообразные и жильные тела, преимущественно ориентированные вкрест простирания складчатой структуры вмещающих пород.

Как видно из краткой характеристики, приведенной выше, магматизм нижнего протерозоя имеет отчетливо выраженный геосинклинальный характер, отвечающий начальным, ранним и средним этапам развития протерозойских подвижных зон. Следующие за этим позд-

ние этапы охватывают последние фазы протерозойской складчатости данного региона, вплоть до полной консолидации его и сопутствующие им разрывные дислокации. В среднем протерозое осадконакопление происходит в условиях заключительного этапа развития карельской геосинклинали, предшествовавшего последующему этапу платформенного режима верхнего протерозоя. Магматизм данного периода имеет субгеосинклинальный характер. В низах среднего протерозоя (сегозерская и онежская серии) это синорогенные гипабиссальные интрузии диабазов и габбро-диабазов, слагающих пластовые (силлы) или пластово-секущие тела различного размера, реже поверхностные излияния небольшого масштаба. Интрузивные тела габбро-диабазов местами имеют отчетливо зональное строение. С некоторыми из них связаны месторождения ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд, а также мелкие месторождения и рудопроявления железного блеска и меди жильного и вкрапленного типов.

В южной части Карельской АССР, к северу от г. Петрозаводска широко развиты основные и ультраосновные эффузивы с подчиненными им осадочными породами (глинистые, песчанистые, кремнистые сланцы), с той или иной примесью туфогенного материала. По местоположению эти супракрустальные образования получили название суйсарского вулканогенного комплекса или суйсарской серии. Стратиграфическое положение последней устанавливается достаточно четко. Эффузивы суйсарской серии перекрывают и прорывают породы онежской серии и в свою очередь перекрываются иотнийскими песчаниками верхнего протерозоя. Однако вопрос о геологическом возрасте данного, пограничного комплекса пород является спорным. По В. М. Тимофееву (1935), эффузивы суйсарской серии являются верхами онежского отдела карельской формации, отделенным от более молодых кристаллических образований иотния (верхний протерозой) базальными образованиями. К представлению о верхнекарельском возрасте этих пород склоняется также и А. А. Полканов (1956б) в своей работе по геологии хогландия—иотния Балтийского щита. В отличие от этого, В. Валь (1907) и Седерхольм (1932) и позднее В. Мармо (1949) суйсарский вулканогенный комплекс совместно с перекрывающими его песчаниками Каменного бора относили к хогландию, т. е. к низам верхнего протерозоя. Наконец, по М. А. Гиляровой (1956), эффузивы суйсарского комплекса с подчиненными им осадочными образованиями и гипабиссальными интрузиями ряда габбро-диабазов — перидотитов принадлежат к низам верхнего протерозоя (хогландия), отделенного несогласием как от подстилающей онежской серии среднего протерозоя, так и от перекрывающих песчаников иотния. По представлениям М. А. Гиляровой, к хогландию, помимо суйсарской серии, типично представленной в северной части Онежского синклинория, следует относить зеленокаменные эффузивы (диабазы, порфириды, мандельштэйны, шаровые лавы, брекчии) района озер Сег-Озеро, Косозеро, Пял-Озеро и некоторых других мест, которые, согласно принятой схеме, принадлежат к верхам нижнего протерозоя (тунгудско-надвоицкой серии). Согласно той же стратиграфической схеме суйсарская серия и близкая к ней по составу и положению в разрезе серия Ветреного пояса отнесены к верхам среднего протерозоя.

Эффузивы суйсарской серии представлены миндалевидными метадиабазами, альбитовыми, авгитовыми и оливин-авгитовыми порфиридами и подчиненными им пикритами. Характерной особенностью их является широкое развитие шаровых лав и пирокластических пород (вул-

канических брекчий, туфов, туфосланцев), свидетельствующих о подводном характере данных излияний. Для всего этого комплекса в целом намечается последовательный ход развития его от более кислых пород — метадиабазов, альбитовых порфиритов, по-видимому, представляющих подводные береговые излияния, к более основным разновидностям — авгитовым, оливин-авгитовым порфиритам и пикритам, имеющим характер наземных излияний (Тимофеев, 1935 г.). В вулканогенной серии ветреного пояса значительно увеличивается роль ультраосновных разновидностей, которым количественно подчинены метадиабазы, метамандельштейны и плагиоклазовые порфириты.

В отличие от метадиабазов нижнего и низов среднего протерозоя, эффузивы суйсарской серии и аналогичной ей серии ветреного пояса относительно слабо метаморфизованы. Правда, процессы альбитизации имеют здесь региональное развитие, но явления амфиболитизации и эпидотитизации проявлены слабо и не повсеместно, преимущественно локализуясь вблизи кварцевых жил и в мелких зонах дробления.

Суйсарская серия и серия ветреного пояса прорываются основными породами ряда габбро-диабазов, оливиновых диабазов и перидотитов, представляющих поздние интрузии среднего протерозоя. По своему характеру это небольшие, местами отчетливо дифференцированные тела, по-видимому, частично представляющие подводящие каналы поверхностных излияний. С некоторыми из них связаны рудопроявления меди и никеля.

Верхний протерозой (иотний) является временем проявления интенсивных радиальных движений. По представлениям А. А. Полканова (1956а, б), с ними связано возникновение крупных субмеридиональных депрессий — синеклиз, поднятий — антеклиз и несколько более позднее образование радиальной флексуры, ограничивающей Балтийский щит с юга. По А. А. Полканову, появление магматических пород этого периода связано с поднятием базальтовой магмы в плоскости флексурного тангенциального скаливания, что вызвало «плавление больших масс эвтектики кварца + полевого шпата из пород сиала, вследствие чего происходило образование больших масс синтетической магмы состава кварцевого монцонита или даже более кислого состава. Последовательная кристаллизационная дифференциация этой магмы приводила к образованию ряда эпигенетических магм и пород и, наконец, магмы рапакиви гранита и кварцевого порфира».

Интрузивные образования верхнего протерозоя, имеющие отчетливо выраженный платформенный характер, представлены ранними гранитами рапакиви и поздними габбро-диабазами.

Граниты рапакиви, по А. А. Полканову (1956а, б), приуроченные к поясу большой флексуры, образуют крупные, пластинообразные тела несколько наклоненные к югу.

Иотнийские габбро-диабазы и их кислые дифференциаты (кварцевые габбро-диабазы, кварцевые сиенито-диориты, гранофир-аплиты), прорывающие все кристаллические породы, вплоть до иотнийских кварцито-песчаников, преимущественно сосредоточены вдоль южной окраины Балтийского щита. Отдельные дайки или серии даек их, по-видимому, присутствуют в центральной и северной частях республики, однако в связи с отсутствием осадочных образований верхнего протерозоя выделение их здесь достаточно сложно и не всегда достоверно.

По представлениям К. О. Кратца (1950 г.), возникновение основных пород иотния связано с постумными тектоническими движениями

карельской складчатости, создавшими глубокие расколы кристаллического фундамента, по которым происходило поднятие основной магмы. В нижнем структурном ярусе, сложенном складчатыми образованиями архея, нижнего и среднего протерозоя, эта магма дала серии вертикальных даек и частью полого наклонных интрузий различных размеров. В верхнем структурном ярусе, представленном слабо дислоцированными кварцито-песчаниками верхнего протерозоя, та же магма образовала крупные горизонтальные тела, примером которых являются Онежский и Валаамский силлы. К этому же периоду нами относится покров основных эффузивов (метамандельштейнов и метадиабазов) окрестностей г. Салми.

### **НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ**

#### ***Метагаббро, метагаббро-диабазы и ортоамфиболиты***

В данном разделе описан комплекс метагаббро, метагаббро-диабазов и ортоамфиболитов, преимущественно залегающих в протерозойских синклинорных зонах, пространственно и генетически тесно связанных с осадочно-эффузивными образованиями парандовской и тунгудско-надвоицкой серий, вместе с ними захваченных нижнепротерозойской складчатостью. Так как эти породы, ассоциирующие с разновозрастными супракристалльными толщами часто трудно различимы, описание их дается совместно. При этом в каждом возможном случае отмечается характер соотношений метабазитов со вмещающими породами, определяющий ранний или поздний нижнепротерозойских возраст их.

Гипабиссальные основные породы, ассоциирующие со сланцами и метадиабазами парандовской серии, в основном представлены ортоамфиболитами, как правило, не сохраняющими реликтов первичного состава и структуры. Обычно они отчетливо рассланцованы и смяты в систему сжатых складок, подчиненных складчатой структуре вмещающих осадочно-эффузивных образований. Несколько иной характер имеют базиты, пространственно и генетически связанные с мощными толщами зеленокаменных эффузивов (метадиабазов, метапорфиритов, метамандельштейнов) и подчиненных им осадочных пород тунгудско-надвоицкой серии. В пределах данной группы господствующим распространением пользуются метагаббро и метагаббро-диабазы с бластогаббровой или бластогабброофитовой структурой и изредка с реликтами первичного состава. Эти породы образуют пластовые, реже пластово-секущие тела различных размеров. Местами в них хорошо выражены первично-магматические структуры, течения, преимущественно обусловленные субпараллельной ориентировкой плагиоклаза. Резко подчиненную роль играют ортоамфиболиты, как правило, появляющиеся в зонах интенсивной складчатости и краевых частях синклинорий, где в связи с контактным воздействием поздних гранитоидов нижнего протерозоя процессы метаморфизма проявлены наиболее интенсивно. Так как вопрос о геологическом возрасте тунгудско-надвоицкой серии пока не решен однозначно, стратиграфическое положение ассоциирующих с ней гипабиссальных основных пород также является дискуссионным. Не исключена возможность, что при дальнейших исследованиях значительная часть из них будет отнесена к магматическим образованиям среднего протерозоя.

Многочисленные мелкие тела габбро-диабазов и метагаббро-диабазов известны среди окаймляющих протерозойские синклинорные

зоны гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов архея. Часть из них глубоко измерена процессами автометаморфизма, часть же относительно слабо метаморфизована. В последнем случае определение возраста этих пород весьма сложно и не всегда достоверно, так как по особенностям структуры и минералогического состава они трудно отличимы от габбро-диабазов позднеархейской группы.

### *Центральная и Южная Карелия*

В Центральной и Южной Карелии метагаббро, метагаббро-диабазы и связанные с ними ортоамфиболиты нижнего протерозоя преимущественно приурочены к площадям распространения осадочно-эффузивных пород Западно-Карельской и Восточно-Карельской синклинорных зон. Реже они встречаются среди окаймляющих протерозойские супраконтинентальные образования гнейсов, гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов архея, в различной степени мигматитизированных плагиомикроклиновыми гранитами нижнего протерозоя.

Большое количество тел основных пород известны в районе озер Куйто, Нюк, Шомбозеро, Панозеро, зоне Рокж-Озеро, Руг-Озеро, Гимольское, Тунгудское — восточное побережье Сег-Озеро, зоне сел Парандово—Надвоицы, зоне Хаутовара—Ведл-Озеро, на водоразделе между озерами Сег-Озеро и Онежским, окрестностях с. Ялонвары и ряде других мест.

Глубоко измененные основные породы (преимущественно полевошпатовые амфиболиты) нижнего протерозоя известны в окрестностях озер Хиж-Озеро, Руг-Озеро и Гимольское. Здесь они образуют небольшие изолированные тела среди гнейсо-гранитов и гранито-гнейсов архея, сланцев и гнейсов гимольской серии. Вследствие недостаточной изученности форма залегания их точно не установлена. Судя по простиранию отдельных тел они в общем подчинены направлению северо-западной складчатой структуры вмещающих пород. Аналогичные образования наблюдаются также в пределах площадей распространения парандовской серии. В районе Парандовского серноколчеданного месторождения намечается преимущественная приуроченность их к зоне контакта между пестрой толщей осадочно-вулканогенных сланцев различного состава (кварц-серицитовых, хлорито-серицито-кварцевых, талько-хлоритовых и т. д.) и перекрывающих эффузивных метадиабазов. В окрестностях озер Белое и Рокж-Озеро габбро-амфиболиты сосредоточены в толще сланцеватых порфиroidов. В ряде случаев наблюдается приуроченность их к зоне контакта между осадочно-эффузивными образованиями парандовской серии и комплексом гнейсов и гнейсо-гранитов архея (район горы Пя-Вары, озер Идель, Ширко-Ярви и т. д.). Амфиболитовые тела обычно невелики и характеризуются мощностью от 3—5 м до сотен метров и длиной от десятков метров до 1,5—2,0 км. Как исключение, встречаются более крупные тела этих пород площадью до 8—10 км<sup>2</sup>. Таковы ортоамфиболиты (метагаббро-диабазы) юго-восточного побережья оз. Идель и участка к югу от оз. Орчез-оя.

Стратиграфическое положение гипабиссальных основных пород данного типа устанавливается по наличию эруптивных контактов их с седиментогенными сланцами, метадиабазами и порфиroidами парандовской серии и по эрупции их ранними гранитоидами нижнего протерозоя. В контакте со вмещающими породами ортоамфиболиты обычно дают мелкозернистую краевую фацию. В зоне контакта с гранитоидами

протерозоя нередко отчетливо выражены процессы окварцевания, ослюденения и эпидотизации, местами приводящие к образованию по основным породам альбит-карбонат-биотитовых и альбит-эпидот-биотитовых сланцев.

Вероятно, к этой же группе относятся амфиболиты западного побережья оз. Карги-Озеро, образующие довольно крупное тело (15 км<sup>2</sup>) среди плагиомикроклиновых гранитов (Антонов, Ханькова, 1941 г.). В северо-западной части массива они сменяются сильно-соссюритизированными альбито-роговообманковыми метагаббро-диабазами с хорошо сохранившейся бласто-габбро-офитовой структурой. Характер соотношений между обеими породами точно не установлен. Как амфиболиты, так и метагаббро-диабазы секутся жилами плагиогранитов. Этот факт позволил Ф. П. Антонову и Н. Б. Ханьковой условно отнести их к архею, несмотря на то что по наличию реликтов первичных структур, минеральным ассоциациям и степени метаморфизма они значительно ближе к метагаббро-диабазам нижнего протерозоя.

По-видимому, к этому же комплексу относится крупный (около 70 км<sup>2</sup>) массив амфиболитов юго-западного побережья оз. Верман, приуроченный к зоне контакта между метадиабазами нижнего протерозоя и гнейсо-гранитами архея. Согласно данным В. Ф. Мотычко (1947 г.), восточный контакт его с метадиабазами является тектоническим, позднее залеченным крупной дайкой кварцевых порфиров. В пределах этого тела порода нацело превращена в эпидотовые амфиболиты, только изредка сохраняющие реликты бластоофитовых структур. На отдельных участках сильно проявлены процессы ослюденения, местами приводящие к образованию локальных зон биотитовых эпидозитов.

На участке Чалка—Хаутовара—Ведлозеро гипабиссальные основные породы, прорывающие осадочно-эффузивные образования парандовской (?) серии и в свою очередь прорывающиеся гранитоидами нижнего протерозоя были выделены только в последние годы (Бреслер, Родина и др., 1955 г.). До этого времени они картировались совместно с метадиабазами вмещающей осадочно-эффузивной толщи.

В пределах этого участка метагаббро, метагаббро-диабазы и связанные с ними амфиболиты образуют ряд узких пластообразных и линзообразных тел, подчиненных направлению субмеридиональной складчатой структуры вмещающих супракрустальных пород. Мощность их колеблется от нескольких метров до 400—600 м и длина от десятков метров до 4—5 км. Наиболее крупным, достигающим 13—14 км<sup>2</sup> является тело метагаббро-диабазов, расположенное к западу от ст. Хаутовара, неправильная форма и значительные размеры которого, очевидно, обусловлены приуроченностью его к замку брахисинклинали. По-видимому, преобладающей формой залегания являются пластовые интрузии (силлы), хотя на отдельных участках породы эти явно секут серицитокварцевые сланцы и метадиабазы парандовской серии (Гольдбург, 1950 г.; Бреслер и др., 1955 г.).

К северу и западу от оз. Сег-Озеро интрузивные основные породы нижнего протерозоя известны в окрестностях озер Панозеро, Тухк-Озеро и Сюя-Ярви. Стратиграфическое положение их точно не установлено. Возможно, они являются несколько более поздними, чем метагаббродиабазы и ортоамфиболиты, описанные выше. Первоначально эти базиты были описаны В. И. Шмыгалевым (1940 г.) как интрузивные диабазы, в контакте с гранитами превращенные в пироксеновые амфиболиты. Позднее М. А. Гиляровой (1948 г.), а затем М. Д. Кады-

ровой и А. А. Миндлиной (1952 г.) они рассматривались как глубоко измененные основные породы типа пироксенитов — габбро-пироксенитов.

В районе оз. Панозеро пироксениты, почти нацело превращенные в амфиболиты, образуют узкое тело длиной около 4 км и мощностью до 0,5 км вытянутое в меридиональном направлении. Восточный контакт его является секущим, срезающим под некоторым углом складчатую структуру филлитовидных сланцев нижнего протерозоя. В западном контакте пироксениты прорваны плагиомикроклиновыми гранитами с образованием зоны эруптивной брекчии мощностью до 10 м (Шмыгалев, 1940 г.).

В окрестностях озер Тухк-Озеро и Сюя-Ярви амфиболитизированные пироксениты и метагаббро-пироксениты (габбро-амфиболиты) слагают несколько линзовидных, вытянутых в субмеридиональном направлении тел среди нижнепротерозойских плагиомикроклиновых гранитов. Размер их колеблется от долей километра до 3—4 км<sup>2</sup>.

Метадиабазы с реликтами бластооцитовых структур описаны Н. Г. Судовиковым (1940 г.) и позднее С. А. Дюковым и М. А. Сотниковой (1951 г.) на Каличьих острова оз. Сег-Озеро. Здесь они образуют ряд ксенолитов площадью от десятков квадратных метров до 0,5 км (о-в Маккон-Шари) среди порфириовидных плагиомикроклиновых гранитов. Последние в зоне контакта заметно обогащаются цветными минералами и обедняются калиевым полевым шпатом, переходя в гибридные гранодиориты. Необходимо отметить, что Н. Г. Судовиковым и С. А. Дюковым метадиабазы и прорывающие их граниты данного участка относились к магматическим образованиям архея. Однако общий характер этих пород, по структуре и составу близких к метагаббро-диабазам (ортоамфиболитам), залегающим в парандовской серии, позволяет рассматривать их среди магматических образований нижнего протерозоя.

На водоразделе между озерами Онежским и Сег-Озеро метагаббро-диабазы и связанные с ними амфиболиты нижнего протерозоя образуют ряд узких пластообразных тел среди гранитоидов нерасчлененного комплекса (в составе которых значительную роль играют гнейсо-граниты архея), зеленых сланцев парандовской серии, и неправильные реликтовые тела в нижнепротерозойских гранитах. Размер их колеблется в широких пределах: длина — от сотен метров до 14—15 км (восточное побережье оз. Пюлькис-Ярви), мощность — от нескольких метров до сотен метров (редко более).

Стратиграфическое положение этих пород устанавливается по наличию пластовых и пластово-секущих тел их среди сланцеватых амфиболитов и зеленых сланцев парандовской серии (Михайлюк, 1956 г.), эрупции их ранними гранитоидами нижнего протерозоя и налеганию на метагаббро-диабазы кварцито-песчаников среднего протерозоя (Зильбер, 1955 г.). В контактах с молодыми гранитами метагаббро-диабазы обычно сменяются полевошпатовыми амфиболитами. В последних обычно появляются порфиробласты плагиоклаза и местами мелкие, неправильные зерна микроклина. При увеличении содержания калиевого полевого шпата наблюдается образование мигматитов, в основном представленных полосчатыми разновидностями.

В Шомбозерско-Тунгудской зоне метагаббро-диабазы ассоциируют с зеленокаменными эффузивами и подчиненными им кварцито-песчаниками и кварцитами, перекрывающими парандовскую серию.

Так как возраст этих супракрустальных образований точно не установлен, стратиграфическое положение прорывающих их метагаббро-диабазов также является условным. Есть основание предполагать, что в главной массе они относятся к магматическим образованиям среднего протерозоя. В пределах Шомбозерско-Тунгудской зоны основные породы образуют узкие линзовидные тела длиной в 0,5—2,0 км и мощностью в 0,2—0,5 км, подчиненные направлению северо-западной складчатой структуры вмещающих супракрустальных толщ. Соотношения их с эффузивными метадиабазами явно эруптивные, устанавливающиеся по наличию отдельных ксенолитов этих пород среди метагаббро-диабазов (Яковлева и др., 1954 г.).

Аналогичный характер имеют метагаббро окрестностей горы Саповарака и оз. Гайколя (Судовиков, 1834 г.), а также уралитизированные габбро-диабазы оз. Раппома (Кадырова-Вагапова, 1947 г.). Все эти породы, залегающие в толще зеленокаменных эффузивов, характеризуются альбит-роговообманковым составом и хорошей сохранностью бласто-офитовой структуры.

В северо-западной части возвышенности Ветреного пояса метагаббро-диабазы, залегающие среди мощной толщи диабазовых эффузивов, известны на северо-восточном и юго-западном ее склонах. Вследствие слабой обнаженности и недостаточной изученности истинные размеры и форма слагаемых ими тел точно не установлены. Судя по данным аэромагнитной съемки, это — пластовые залежи, подчиненные направлению запад-северо-западной складчатой структуры вмещающих эффузивных пород. Стратиграфическое положение метадиабазов и метагаббро-диабазов данного района весьма условно. Основанием для отнесения их к магматическим образованиям нижнего протерозоя является петрографическая аналогия с амфиболизированными габбро, метадиабазами и зелеными сланцами восточного побережья р. Кумбукса, попадающим в гальку базальных конгломератов среднего протерозоя.

Метагаббро-диабазы нижнего протерозоя представляют собой темные-серые средне- или крупнозернистые породы преимущественно массивного сложения. В краевых частях интрузивных тел и небольших апофизах, секущих вмещающие породы, они переходят в мелкозернистые метадиабазы. В зонах расланцевания наблюдается превращение их в амфиболиты, амфиболовые, хлорит-актинолитовые и актинолитохлоритовые плагиосланцы.

Структура метагаббро и метагаббро-диабазов бластогаббровая и бластогабброофитовая. В составе их главную роль, играют амфибол (обыкновенная роговая обманка и актинолит) и плагиоклаз чаще представленный олигоклаз-андезином, реже альбитом, в единичных случаях лабрадором. Обычно плагиоклаз в той или иной степени серицитизирован и сосюритизирован, изредка превращен в агрегат кальцита и мелкозернистого кварца. Местами в породе присутствуют реликтовые зерна пироксена (диопсид-авгита), погруженные в массу замещающего его амфибола, хлорита, реже биотита и карбоната. Относительное высокое содержание его имеет место в габбро-пироксенитах окрестностей озер Тухк-Озеро и Сюя-Ярви. В различных, преимущественно небольших количествах, в породе присутствуют кварц, биотит, хлорит, эпидот, цоизит, рудные минералы (магнетит, пирит, титаномagnetит, в той или иной степени замещенный лейкоксеном), единичные зерна сфена и апатита.



Несколько повышенное содержание рудных минералов отмечалось М. Д. Кадыровой и А. А. Миндлиной (1952 г.) в амфиболизированных пироксенитах и габбро-амфиболитах восточного побережья оз. Сюя-Ярви. Здесь в краевой зоне массива основные породы окварцованы и обогащены пиритом, образующим как мелкую вкрапленность содержания которой обычно не превышает 10%, так и неправильные прожилки мощностью до 1 см. Редкая вкрапленность пирита в ассоциации с магнетитом и халькопиритом наблюдалась также в жилах граносиенита, секущих габбро-амфиболиты этого участка. Повышенное содержание титаномагнетита, достигающее 20%, было установлено в основных породах в районе системы озер Куйто-Нюк, что, по-видимому, объясняет наличие здесь ряда небольших аномалий, констатированных аэромагнитной съемкой (Каспарова, 1953 г.).

Местами (возвышенность Ветреного пояса и другие районы) встречаются метагаббро-диабазы с микропегматитовым, альбит-кварцевым мезостазисом, цементирующим зерна других минералов. Изредка среди этих пород обособляются лейкократовые пегматоидные участки с крупными (до  $1,5 \times 10$  см) кристаллами уралитовой роговой обманки и щелочного полевого шпата в микропегматитовом сростании с голубоватым опаловидным кварцем.

Интенсивно метаморфизованные разновидности основных пород — амфиболиты представляют собой темно-зеленые мелко- и среднезернистые породы, обычно с отчетливой кристаллизационной сланцеватостью,

Таблица 22

Окислы	Метагаббро	Метагаббро (ортоамфиболит)	Метагаббро
	с. Пизмо губа	р. Выг	г. Пяя-Вара
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	51,12	52,59	49,60
TiO <sub>2</sub>	1,97	0,70	1,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,81	15,28	17,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,25	1,24	2,25
FeO	3,60	8,36	10,80
MnO	0,21	0,18	0,16
CaO	7,15	10,79	7,84
MgO	4,90	7,32	3,62
Na <sub>2</sub> O	6,31	1,62	2,06
K <sub>2</sub> O	0,54	0,22	2,82
H <sub>2</sub> O	1,31	0,16	0,20
П. п. п.		0,31	1,78
Сумма	100,17	99,93	99,43

Анализ 1 по Н. Г. Судовикову (1933); анализ 2 по В. М. Тимофееву (1935б), анализ 3 по А. И. Ивановой (1953 г.)

обусловленной ориентировкой столбчатых кристаллов амфибола. Структура их нематобластическая, редко гранобластическая с реликтами бластоофитовой. В составе их главную роль играют обыкновенная роговая обманка, которой резко подчинены плагиоклаз и кварц. Изредка в небольшом количестве появляются биотит и титаномагнетит, обычно с краев переходящий в лейкоксен. Плагиоклаз, представленный основ-

ным андезином, местами загрязнен соссюритом. Амфибол, принадлежащий ряду обыкновенной роговой обманки, имеет иногда пойкилитовое строение, обусловленное обильными включениями мелких зерен полевого шпата и кварца.

В зонах контакта с более молодыми гранитоидами основные породы обычно сильно биотитизированы. В окрестностях оз. Белое габбро-амфиболиты, в контакте с прорывающими их гранитами протерозоя, превращены в альбит-карбонат-биотитовые сланцы, обогащенные клиновидным сфеном. В протолочке, сделанной из этих пород, было обнаружено ничтожное количество турмалина, апатита, циркона и арсенопирита. Спектральными анализами в них установлено присутствие титана, меди и тысячных долей молибдена, свинца, бериллия и галлия. По представлениям В. В. Яковлевой (1955 г.), появление этих минералов и элементов, по-видимому, связано с контактным воздействием на основные породы более молодых плагиомикроклиновых гранитов.

Химическая характеристика гипабиссальных основных пород Центральной и Южной Карелии приведена в табл. 22.

Как видно из табл. 22, данные анализов отвечают нормальному ряду безоливиновое габбро (анализ 2), кварцевое габбро (анализ 1). В метагаббро горы Пяя-Вара обращает внимание резко повышенное содержание  $K_2O$ , по-видимому, обусловленное эрупцией этих пород нижнепротерозойскими плагиомикроклиновыми гранитами.

### *Северная Карелия*

В Северной Карелии гипабиссальные основные породы нижнего протерозоя преимущественно сосредоточены в пределах Северо-Карельской синклинной зоны. Отдельные небольшие тела их встречаются также среди окаймляющих данные зоны гнейсов, гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов архея. Главной областью распространения их является район озер Куола-Ярви — Пана-Ярви и Кукас-Озеро — Тикш-Озеро.

Среди этих пород по степени метаморфизма, а возможно и стратиграфическому положению, намечаются две группы. К первой из них, в основном сосредоточенной в краевой зоне Куолаярвского синклинория, принадлежат глубоко измененные разновидности типа полевошпатовых амфиболитов. Ко второй группе, пользующейся региональным распространением, относятся метагаббро и метагаббро-диабазы, характеризующиеся широким развитием бластоофитовых структур.

В Куолаярвском синклинории ортоамфиболиты, габбро-амфиболиты и метагаббро-диабазы образуют ряд пластобразных, линзобразных и дайкообразных тел согласных, реже согласно секущих относительно северо-западного или субмеридионального направления складчатой структуры вмещающих супракрустальных пород. Совместно с последними они собраны в систему складок, опрокинутых к востоку на кристаллические образования архея. Мощность интрузивных тел колеблется от 1—3 м (для жил) до сотен метров, а длина от десятков метров до 4—5 км.

Интрузивный характер залегания этих пород устанавливается в ряде мест. Так, на западном берегу оз. Пюхя-Ярви Н. А. Волотовской (1949 г.) описан силл метагаббро-диабазов мощностью около 100 м, приуроченный к контакту черных углистых сланцев и доломитов. Висячем боку его перекрывающие углистые сланцы сильно осветлены, в узкой контактной зоне мощностью около 2 м превращены в антофиллитовые ро-

вики. В лежачем боку данного тела подстилающие доломиты изменены в тремолитовые скарны с размером кристаллов амфибола до 8—9 см. Метагаббро-диабазы в зоне эндоконтакта превращены в карбонат-хлорит-скаполитовые породы, не сохраняющие никаких реликтов первичного состава и структуры.

Аналогичные соотношения, сопровождающиеся выжиганием углеродного вещества, наблюдались Г. А. Поротовой и А. А. Филипповой (1950 г.) на западном побережье оз. Нилутти-Ярви.

Ортоамфиболиты и габбро-амфиболиты этого района представляют темно-зеленые средне- или мелкозернистые породы сланцеватого, реже массивного сложения. В сланцеватых разновидностях местами наблюдается неясная вторичная полосатость, обусловленная характером распределения бесцветных минералов и эпидота, образующих либо узкие веретенообразные участки (кварц и плагиоклаз), либо небольшие линзочки (эпидот) мощностью от миллиметров до 5—7 см. Структура этих пород нематобластическая и гранобластическая, местами с реликтами бласто-габброофитовой. В составе их главную роль играет обыкновенная роговая обманка (60—80%), в той или иной степени замещенная биотитом и хлоритом. В небольшом количестве в них присутствуют плагиоклаз ряда олигоклаз-андезина, кварц, минералы группы эпидота, акцессорные: апатит, сфен, рудные—пирит и титаномagnetит, окруженный прерывистой каймой лейкоксена. В зоне эндоконтакта иногда в небольшом количестве появляются скаполит и кальцит. Местами в зонах рассланцевания, преимущественно приуроченных к краевым частям интрузивных тел, габбро-амфиболиты превращены в амфиболовые сланцы.

Вблизи контактов с жилами плагиомиокроклиновых гранитов в амфиболитах обычно появляется микроклин. При увеличении содержания его образуются довольно типичные мигматиты, в основном представленные послойными разновидностями. Процессы мигматизации, преимущественно сосредоточенные в зонах рассланцевания, как правило, сопровождаются превращением амфиболитов в биотит-амфиболовые сланцы.

Метагаббро и метагаббро-диабазы второй группы широко развиты в пределах Куоляярвского синклинария к западу от горизонта полимиктовых конгломератов и Панаярвского синклинария на побережье одноименного озера и верхнем течении р. Оланга. Здесь они образуют ряд пластообразных тел мощностью от десятков метров до 1,5—2,0 км (редко более) и длиной от сотен метров до 20 км. Судя по положению внутренней структуры их, обусловленной субпараллельной ориентировкой плагиоклаза, — это согласные, реже согласно секущие тела, местами ориентированные под некоторым углом к складчатой структуре вмещающих осадочно-эффузивных пород. Наличие в краевой зоне отдельных тел метапорфиритов и метамандельштейнов позволяет предполагать, что наряду с гипабиссальными интрузиями типа силлов метагаббро-диабазы слагают здесь внутренние части крупных лавовых покровов (Поротова, 1950 г.; Кратц и Рийконен, 1953 г.).

Относительный возраст этих пород устанавливается по наличию эруптивных контактов их с осадочными образованиями, метадиабазами и метагаббро-диабазами вмещающей супракрустальной толщи. Доломиты и кварц-карбонатные сланцы в зоне контакта превращены в эпидотослюдистые, слюдисто-тремолито-актинолитовые и другие скарны. Верхняя возрастная граница метагаббро-диабазов документируется по пересечению их лейкогаббро-диабазами среднего протерозоя и дайками габ-

бро-диабазов, возможно, представляющих малые трещинные интрузии верхнего протерозоя.

Метагаббро и метагаббро-диабазы второй группы представляют зеленовато-серые, среднезернистые породы массивного, реже (преимущественно в краевых частях интрузивных тел) грубо сланцеватого сложения. Местами отчетливо выражена пятнистая текстура, обусловленная неравномерным, кучным распределением цветного минерала. Структура их бластогаббровая, бластоофитовая, изредка нематобластическая. Кроме плагиоклаза и амфибола, содержание которых варьирует в значительных пределах, и резко подчиненных эпидота и цоизита, в небольшом количестве в породе присутствуют биотит, хлорит, кальцит, кварц, серицит, рудные минералы (титаномагнетит, халькопирит, магнетит) и лейкоксен. Плагиоклаз в основном представлен альбитом или олигоклаз-альбитом (4—13%  $Ap$ ). Реже это андезин с содержанием анортита 30—38%. Обычно плагиоклаз интенсивно сосюритизирован и серицитизирован, местами нацело превращен в агрегат этих вторичных минералов. Амфибол типа актинолитовой, реже обыкновенной роговой обманки местами имеет форму псевдоморфоз по пироксену. Нередко наблюдается замещение его биотитом и хлоритом. Рудный минерал, в основном представленный титаномагнетитом, обычно с краев переходит в лейкоксен. В крупных зернах последнего местами сохраняется реликтовая решетка ильменита. Иногда в небольшом количестве в породе присутствует кварц, местами в гранофировом сростании со щелочным полевым шпатом (Анищенкова, 1951; Шмыгалев, 1956 г.). Содержание карбоната, как правило, значительно возрастает в зоне контакта с доломитами.

Метагаббро и метагаббро-диабазы секутся системой мелких жил кварц-полевошпатового, альбит-эпидотового и кварцевого состава. На южном берегу оз. Пана-Ярви описана кварц-кальцитовая жила с сульфидами (пиритом, халькопиритом) мощностью 0,8—2,5 м (V. Hackman, W. Wilkman, 1929). Ориентировка жильных тел варьирует в широких пределах. Господствующим является простирание, параллельное общему направлению складчатости вмещающих осадочно-эффузивных пород. В кварц-полевошпатовых жилах плагиоклаз представлен рядом альбит — андезина (7—32%  $Ap$ ). Обычно он сильно сосюритизирован, серицитизирован и карбонатизирован. В кварцевых жилах, местами, в небольшом количестве присутствуют эпидот и кальцит.

В зоне Кукас-Озеро—Тикше-Озеро ортоамфиболиты нижнего протерозоя известны на побережье и островах оз. Кукас-Озеро, на возвышенностях Иринья варака, Винча-ваара и ряде других мест. Здесь они слагают узкие пластообразные, дайкообразные и линзообразные тела среди осадочно-эффузивных образований тикшезерской серии (свиты ириньей вараки, кукасозерская, хирви-наволока, по К. О. Кратцу и Н. Ф. Демидову) или в контактах их с подстилающими гнейсо-гранитами архея (рис. 42). В ряде случаев наблюдается приуроченность этих пород к зонам разломов среди нижнепротерозойских осадочно-эффузивных толщ. Мощность данных тел колеблется от 20—30 до 150—200 м и длина от первых сотен метров до 1—1,5 км, редко 3,5—6 км. Наиболее крупными из них являются дайка северного побережья Хирви-наволока (оз. Кукас-Озеро), приуроченная к тектоническому контакту между гнейсо-гранитами архея и кристаллическими сланцами нижнего протерозоя, и пластовая интрузия, залегающая в параамфиболитах горы Иринья варака (Кратц, Демидова, 1958 г.).

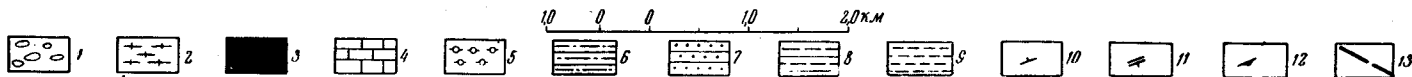
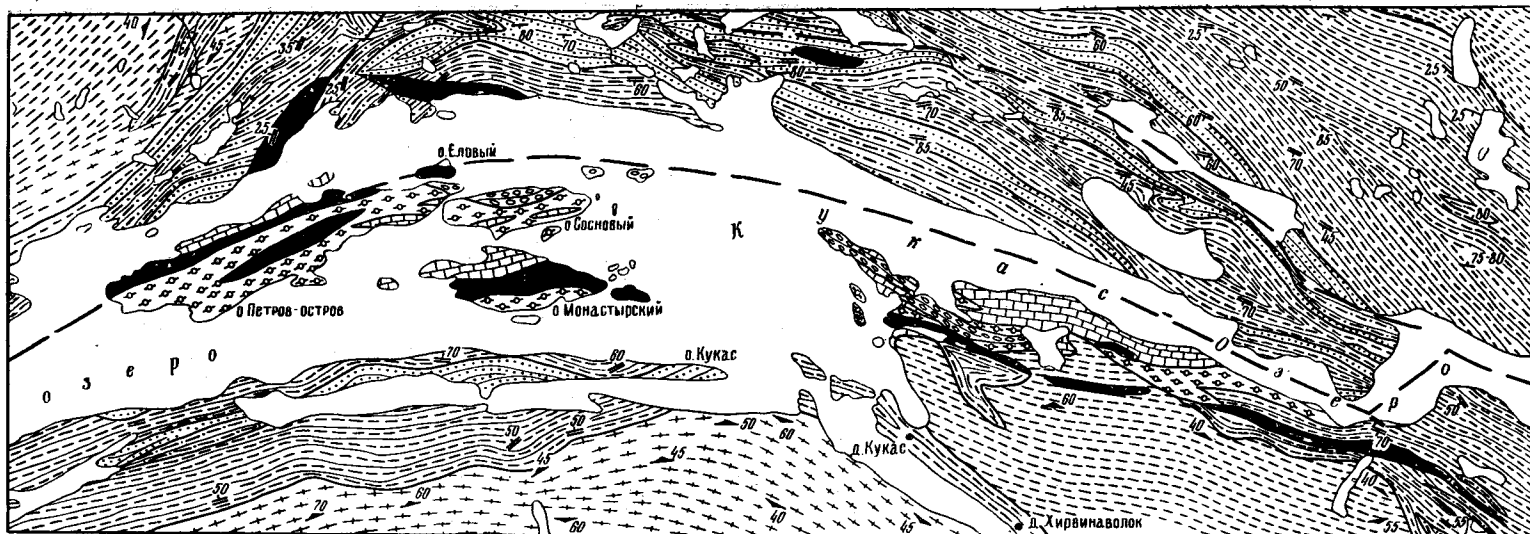


Рис. 42. Геологическая карта района оз. Кукас-Озеро (по К. О. Кратцу и Н. В. Демидову, 1953)

1 — полимиктовые конгломераты; 2 — плаггиоклиновые граниты и их мигматиты; 3 — ортоамфиболиты; 4 — доломиты, переслаивающиеся с амфиболовыми, гранато-амфиболовыми, биотито-кварцевыми и графитовыми сланцами; 5 — параамфиболиты; 6 — биотито-кварцевые сланцы; 7 — кварциты и кварцево-серпичитовые сланцы; 8 — амфиболовые, биотито-амфиболовые и биотитовые сланцы, частью метаморфизованные основные эффузивы; 9 — мелкозернистые биотитовые, биотито-амфиболовые, амфиболовые, двуслюдяные, кианит-ставролитовые и др. гнейсы; 10 — слоистость; 11 — сланцеватость; 12 — гнейсовидность; 13 — зоны разлома

Господствующим распространением пользуются пластовые интрузии, подчиненные складчатой структуре нижнепротерозойских супра-крупных толщ. Только изредка встречаются небольшие тела, секущие по падению слоистость вмещающих доломитов или сланцеватость кристаллических сланцев различного состава. Ортоамфиболиты этого участка представляют темные зеленовато-серые породы среднезернистого, реже мелко- и крупнозернистого сложения. Нередко они отчетливо осланцованы, местами (дайка о-ва Хирви-наволока) в зоне эндо-контакта превращены в полосчатые милониты. Господствующим распространением пользуются мономинеральные и меланократовые полевые шпатовые разновидности. Структура этих пород порфиробластическая с гранобластической и нематогранобластической основной массой. В составе их главную роль играет обыкновенная роговая обманка, как правило, переполненная мелкими зернами плагиоклаза и кварца. В небольшом количестве в них присутствуют кварц, андезин (32—44% An), нередко, особенно в пойкилобластих, сильно загрязненных серицитом, биотит и хлорит, местами явно замещающие амфибол, минералы группы эпидота, гранат, мусковит и изредка кальцит, магнетит и сфен.

В милонитах по амфиболитам обычно отчетливо выражена полосчатость, обусловленная параллельным чередованием линзовидных скоплений цветных минералов и тонких пропластков, обогащенных кварцем и полевым шпатом.

Химическая характеристика ортоамфиболитов этого участка приведена в табл. 23.

Таблица 23

Окислы	Хирви-наволок	О-в Мона- стырский	Иринья Варака
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	48,57	48,21	45,50
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,31	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,61	15,06	13,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,50	2,75	2,89
FeO	10,78	12,14	8,69
MnO	0,08	0,42	0,22
CaO	11,15	11,16	14,14
MgO	7,04	5,62	9,47
Na <sub>2</sub> O	2,56	2,94	1,11
K <sub>2</sub> O	0,35	0,71	0,19
S	0,08	—	—
Ni	Следы	—	—
П. п. п.	0,58	0,64	3,93
Сумма	100,22	99,96	100,39

Анализы по К. О. Кратцу и Н. Ф. Демидову (1953 г.)

Как видно из приведенных в табл. 23 данных, амфиболиты Кукас-Озеро (анализы 1, 2) близки к типичному габбро (по Дели), тогда как ортоамфиболиты Ириньей вараки (анализ 3) несколько отклоняются от него в сторону оливиновых разновидностей. Ортоамфиболиты этого участка отличаются от метагаббро-диабазов и ортоамфиболитов района озер Куола-Ярви—Пана-Ярви полным исчезновением первичномагма-

тических структур и появлением небольшого количества граната. По степени метаморфизма эти породы могут быть сопоставлены с ортоамфиболитами окрестностей Парандовского серноколчеданного месторождения, залегающими среди осадочно-эффузивных образований парандовской серии.

### ***Комплекс ультраосновных и подчиненных им основных пород***

Глубоко измененные ультраосновные породы нижнего протерозоя преимущественно сосредоточены в синклинорных зонах, сложенных протерозойскими супракрустальными толщами. Реже они встречаются в зонах разломов среди гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов архея или небольших реликтовых тел в гранитоидах нижнего протерозоя. В пределах данного комплекса намечаются две группы, несколько различные по ассоциациям слагающих их пород.

К первой из них относятся серпентиниты, метаперидотиты, метапироксениты и образованные по ним талько-хлоритовые, талько-серпентиновые, серпентино-хлоритовые, хлорито-актинолитовые и другие сланцы. Эти породы генетически и местами пространственно связанные с метадиабазами гимольской, парандовской, реже тунгудско-надвоицкой серии, обычно отчетливо дислоцированы совместно с комплексом вмещающих их супракрустальных образований. Нередко они несут следы более поздних, жестких деформаций, проявляющихся в образовании локальных зон брекчирования и интенсивной сланцеватости. Как правило, тела гипербазитов являются согласными с направлением нижнепротерозойских складчатых структур или плоскостями стратиграфических и тектонических контактов. Лишь в редких случаях известны секущие тела их. В зависимости от характера соотношений с разновозрастными супракрустальными толщами среди этих пород намечаются ранние интрузии нижнего протерозоя, прорывающие кристаллические образования гимольской и парандовской серии и поздние интрузии нижнего протерозоя, эруптирующие метадиабазы и зеленые сланцы тунгудско-надвоицкой серии. Гипербазиты ранней нижнепротерозойской группы сосредоточены в Восточной и Южной Карелии. Ультраосновные породы позднего нижнепротерозойского комплекса пока выделены только в Северной Карелии, причем возраст их здесь является дискуссионным.

К второй группе относятся массивы Сури-Ярви (Хюрсюля) и Гайколя, в которых гипербазиты (серпентиниты, метаперидотиты, метапироксениты) ассоциируют с основными породами ряда метагаббропироксенитов, метагаббро и габбро-лабрадоритов. Стратиграфическое положение этих пород, образующих довольно крупные тела в краевых частях протерозойских и синклинорных зон, не ясно. Оба массива, залегающие среди кристаллических образований парандовской серии (Гайколя) или в контакте их с более древними гнейсами нерасчлененного комплекса (Сури-Ярви), могут рассматриваться как ранние интрузии нижнего протерозоя. В то же время форма залегания, наличие основных дифференциатов и присутствие бедного медно-никелевого оруденения сближает их с поздними нижнепротерозойскими основными и ультраосновными породами, преимущественно сосредоточенными в Северной Карелии (массивы Кивакка, Ципринга, Луккулайс-вара и др.).

Гипербазиты нижнего протерозоя в основном сосредоточены в Южной и Северной Карелии. В других районах они образуют разрозненные небольшие тела среди осадочно-эффузивных образований парандовской и гимольской серий.

### Центральная и Южная Карелия

В Южной Карелии ультраосновные породы нижнего протерозоя известны на водоразделе между озерами Сег-Озеро и Онежским в окрестностях озер Остер, Пял-Озеро, Семч-Озеро, зоне сс. Чалка-Хаутова—Ведл-Озеро и некоторых других местах. Наиболее изученными являются гипербазиты южного побережья оз. Сег-Озеро, образующие

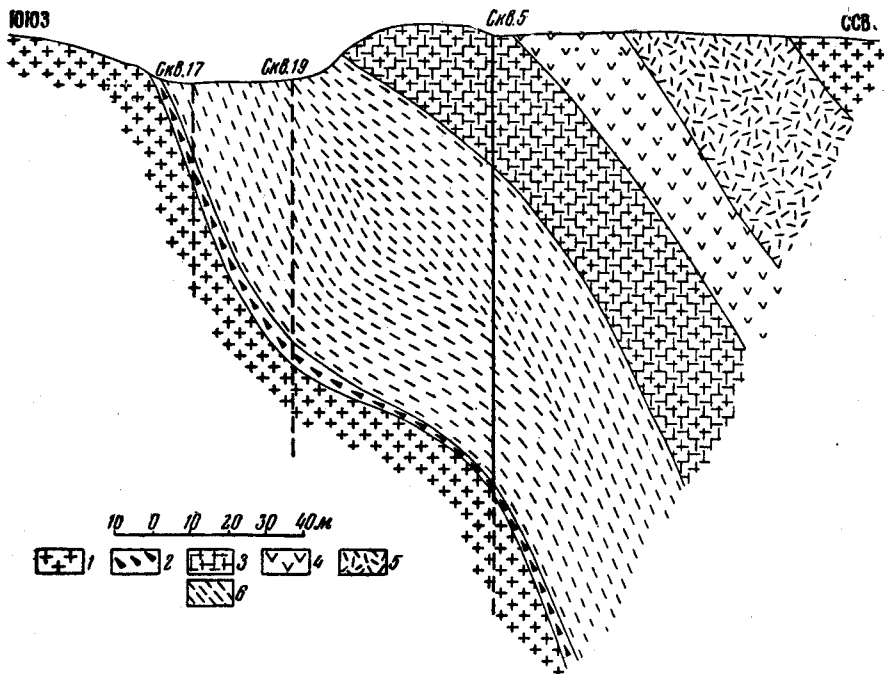


Рис. 43. Разрез участка месторождения Калливо-Муренен-ваара (по А. Л. Кристу, 1933)

1 — гранит; 2 — актинолитово-хлоритовая порода; 3 — талько-хлоритовая порода (горшечный камень); 4 — серпентинит; 5 — тремолитовый амфиболит; 6 — метадиабаз

ряд небольших пластообразных тел среди осадочно-эффузивных образований парандовской серии и ранних гранитоидов нижнего протерозоя. Длина тел колеблется от десятков до сотен метров, мощность — до 150 м. В строении их принимают участие серпентиниты, метаперидотиты, связанные с ними талько-хлоритовые (горшечный камень), актинолитово-хлоритовые сланцы и метадиабазы.

Генетические соотношения между различными членами данного комплекса установлены Н. А. Елисеевым (1929) и А. Л. Кристом (1933 г.) на примере гипербазитов месторождения Калливо-Муренен-ваара. Это линзовидное тело размером  $150 \times 600$  м, падающее на северо-северо-восток под углом  $30-50^\circ$ . В контакте с гранитами оно



ооконтуривается оторочкой слюдитов мощностью в 20—30 см. Вмещающие граниты в зоне контакта сменяются темно-серыми мелкозернистыми диоритами с редкими, порфиroidными зернами кварца. На расстоянии 6—9 м последние постепенно переходят в светлые порфиroidные плагио-микроклиновые граниты. По данным А. Л. Криста (1933 г.), разрез через это тело, от подошвы к кровле его, имеет следующее строение (рис. 43).

Мощность в м

1. Актинолитово-хлоритовая порода. Кроме амфибола и хлорита, в большом количестве присутствуют тальк, содержание которого постепенно возрастает к всяческому боку, карбонат, магнетит и биотит. 1,5—4,5
2. Талько-хлоритовый сланец (горшечный камень) местами отчетливо брекчированный и по трещинам сцементированный тонкими жилками карбоната. Кроме талька, хлорита и актинолита, преимущественно приуроченного к лежащему боку залежи, в небольшом количестве в нем присутствуют карбонаты (кальцит, доломит, магнезит, брейнерит), магнетит и пирит. Местами среди сланцев встречаются небольшие линзовидные участки серпентинита размером до 0,75 м × 1,5 м. 12—64
3. Серпентинит (метапикрит) зеленовато-черный мелкозернистый, в основном состоящий из серпентина, подчиненных карбоната (магнезита и сидерита), хлорита, небольшого количества актинолита, тремолита и магнетита. В зоне контакта с горшечным камнем обычно появляется тальк. Местами наблюдаются порфиroidные псевдоморфозы по оливину, выполненные антигоритом или карбонатом и актинолитом. Серпентиниты пересечены тончайшими жилками тремолита, кальцита, магнетита, клинохлора и хризотила. 30—32
4. Тремолитовый амфиболит (метаперидотит?) с реликтовыми зернами базальтической роговой обманки и псевдоморфозами по оливину, выполненными тальком и вторичным магнетитом. В небольшом количестве в породе присутствуют серпентин, хлорит, карбонат и единичные реликтовые зерна диопсида. 20—22
5. Альбито-роговообманковый метадиабаз, темно-зеленый, массивный, мелкозернистый, в основном состоящий из амфибола (обыкновенная роговая обманка и актинолит) и альбита (2—4% An), сильно загрязненного эпидотом, цоизитом и серицитом. Из минералов второстепенных обычны биотит, хлорит и акцессорные: сфен, пирит. 30—32

Все эти разновидности связаны между собой рядом постепенных переходов. Только талько-хлоритовые сланцы местами имеют отчетливые контакты как с подстилающими актинолитово-хлоритовыми породами, так и с перекрывающими серпентинитами.

Серпентиниты (метапикриты) и ассоциирующие с ними талько-хлоритовые сланцы известны в районе горы Коргий-Вара, п-ова Кропотнаволока, оз. Қала-ламби, с. Карельская Масельга (месторождение Турган—Койван—Аллуста), с. Листьегуба (месторождение Катучья щель), зоне Орех-Озеро—Семч-Озеро и ряде других мест. В зоне Петельная губа оз. Сер-Озеро—северо-восточное побережье оз. Остер они образуют ряд пластообразных тел длиной до 2 км и мощностью до 150—250 м, залегающих среди зеленых сланцев и амфиболитов парандовской серии, в контактах их с олигоклазовыми гнейсо-гранитами архея или же гранитоидами нижнего протерозоя (Зильбер, 1954 г.).

В месторождениях Турган—Койван—Аллуста (рис. 44), Катучья щель и некоторых других местах серпентиниты ассоциируют с метадиабазами, с которыми они связаны рядом постепенных переходов. Несомненная генетическая связь между этими породами позволила Н. А. Елисееву (1929) рассматривать метапикриты как ультраосновные дифференциаты диабазовой магмы, давшей начало мощному комплексу спилитов нижнего протерозоя. Согласно взглядам Н. А. Елисеева и ряда других исследователей, серпентинизация этих пород представляет

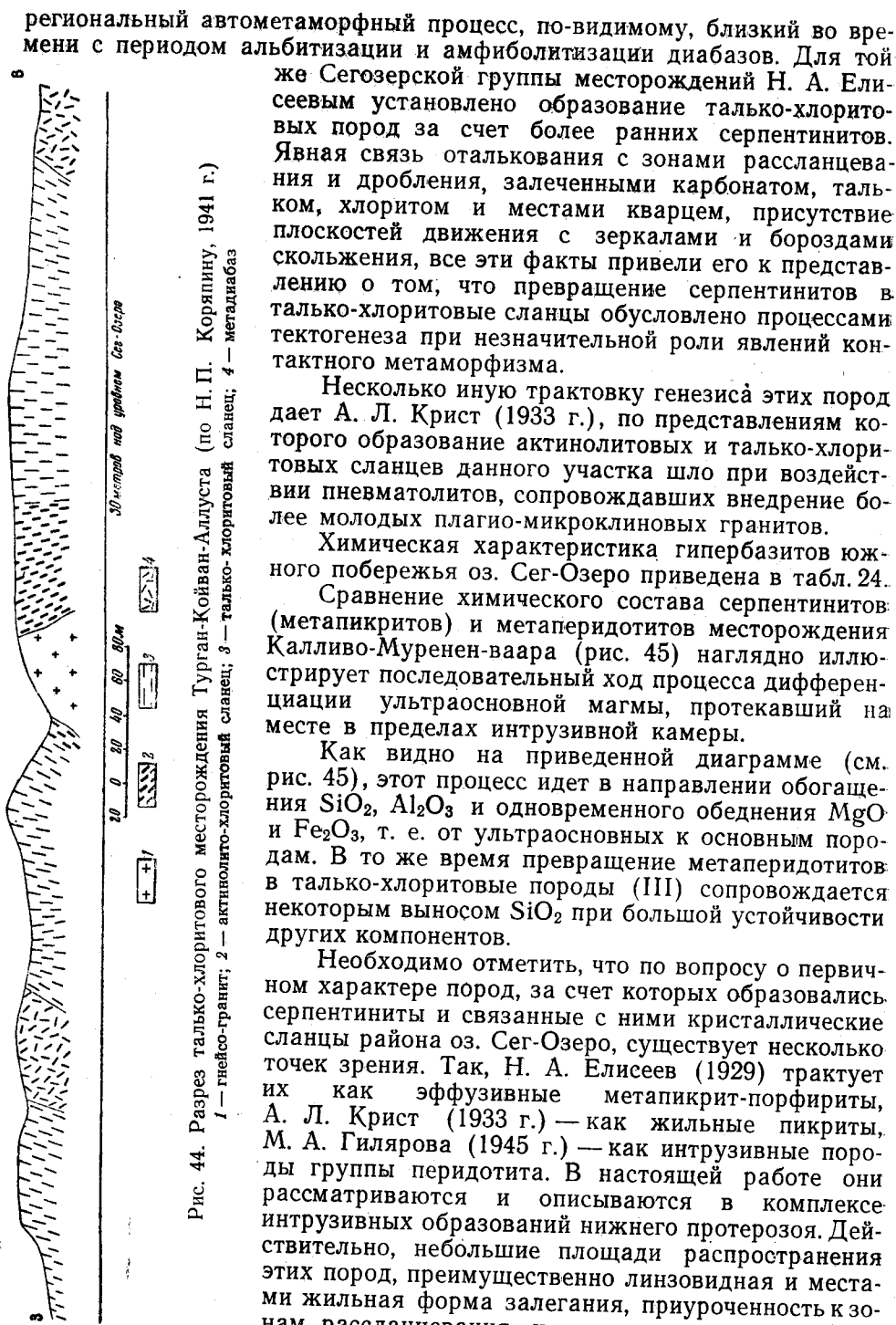


Рис. 44. Разрез талько-хлоритового месторождения Турган-Койван-Алдушта (по Н. П. Корянину, 1941 г.)  
1 — гнейсо-гранит; 2 — актинолито-хлоритовый сланец; 3 — талько-хлоритовый сланец; 4 — метадиабаз

региональный автометаморфный процесс, по-видимому, близкий во времени с периодом альбитизации и амфиболитизации диабазов. Для той же Сегозерской группы месторождений Н. А. Елисеевым установлено образование талько-хлоритовых пород за счет более ранних серпентинитов. Явная связь оталькования с зонами рассланцевания и дробления, залеченными карбонатом, тальком, хлоритом и местами кварцем, присутствие плоскостей движения с зеркалами и бороздами скольжения, все эти факты привели его к представлению о том, что превращение серпентинитов в талько-хлоритовые сланцы обусловлено процессами тектогенеза при незначительной роли явлений контактного метаморфизма.

Несколько иную трактовку генезиса этих пород дает А. Л. Крист (1933 г.), по представлениям которого образование актинолитовых и талько-хлоритовых сланцев данного участка шло при воздействии пневматолитов, сопровождавших внедрение более молодых плагио-микроклиновых гранитов.

Химическая характеристика гипербазитов южного побережья оз. Сег-Озеро приведена в табл. 24.

Сравнение химического состава серпентинитов (метапикритов) и метаперидотитов месторождения Калливо-Муренен-ваара (рис. 45) наглядно иллюстрирует последовательный ход процесса дифференциации ультраосновной магмы, протекавший на месте в пределах интрузивной камеры.

Как видно на приведенной диаграмме (см. рис. 45), этот процесс идет в направлении обогащения  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и одновременного обеднения  $\text{MgO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , т. е. от ультраосновных к основным породам. В то же время превращение метаперидотитов в талько-хлоритовые породы (III) сопровождается некоторым выносом  $\text{SiO}_2$  при большой устойчивости других компонентов.

Необходимо отметить, что по вопросу о первичном характере пород, за счет которых образовались серпентиниты и связанные с ними кристаллические сланцы района оз. Сег-Озеро, существует несколько точек зрения. Так, Н. А. Елисеев (1929) трактует их как эффузивные метапикрит-порфириты, А. Л. Крист (1933 г.) — как жилые пикриты, М. А. Гилярова (1945 г.) — как интрузивные породы группы перидотита. В настоящей работе они рассматриваются и описываются в комплексе интрузивных образований нижнего протерозоя. Действительно, небольшие площади распространения этих пород, преимущественно линзовидная и местами жильная форма залегания, приуроченность к зонам рассланцевания и тектоническим контактам вряд ли могут получить удовлетворительное объяснение с точки зрения эффузивного генезиса их. Скорее, это небольшие гипабиссальные интрузивы.

Таблица 24

Оксиды	Актинолитовая порода	Талько-хлоритовый сланец	Серпентинит	Метапериidotит	Талько-хлоритовая порода	Серпентинит	Актинолитовая порода	Талько-хлоритовая порода	Металабаза
	Калливо-Муренен-ваара				Коргий-ваара		Турган-Койван-Аллушта		
	Количество анализов								
	1	5	1	1	1	1	3	12	1
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO <sub>2</sub>	44,66	32,21	34,28	41,40	35,86	39,35	43,71	42,31	48,26
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,25	0,31	0,29	0,12	0,14	0,22	0,21	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,92	5,86	5,80	6,65	10,05	7,61	8,20	6,34	15,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,58	1,35	13,70	3,31	10,59	3,18	3,00	4,62	3,92
FeO	8,30	8,62	—	8,79	—	8,94	6,29	6,95	4,18
MnO	0,43	0,19	—	0,09	—	—	—	—	—
CaO	8,43	5,61	4,42	4,00	4,36	3,26	5,83	6,20	5,04
MgO	20,20	26,40	28,95	26,42	23,20	27,12	20,93	22,41	6,98
Na <sub>2</sub> O	0,70	0,35	0,70	0,40	0,30	0,73	0,58	0,20	4,56
K <sub>2</sub> O	0,70	0,60	0,30	0,73	0,16	0,38	0,30	0,10	1,17
H <sub>2</sub> O	—	0,39	—	—	12,05	9,48	0,01	0,10	0,30
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	3,52	—	—	2,53	—
П. п. п.	5,12	18,30	11,70	7,82	—	—	8,71	8,08	9,73
Сумма	99,27	100,33	99,53	99,90	100,21	100,09	99,78	100,05	100,05

Анализы 1, 5, 6 по В. М. Тимофееву и Н. А. Елисееву (1928); анализ 2 по Н. П. Каряпину (1941 г.); анализ 3, 4, 5 по А. Л. Кристу (1933); анализы 7, 8 по П. П. Боровикову (1945 г.); анализ 9 по В. Н. Терновому (1957 г.).

зии офиолитового типа, столь характерные для ранних этапов развития геосинклинальных зон.

В зоне с. Медусельга, озер Орех-Озеро—Семч-Озеро и с. Койкары—оз. Пял-Озеро гипербазиты данного комплекса образуют ряд небольших тел в стратиграфических контактах между различными сланцами парандовской серии, среди ранних гранитоидов нижнего протерозоя или тектонических контактах гнейсо-гранитов архея с перекрывающими их нижнепротерозойскими толщами (Харитонов, 1938, 1941; Гилярова, 1948).

Отдельные тела этих пород, по-видимому, имеют тектонические контакты, обусловленные подвижками, имевшими место после их образования. По внутреннему строению гипербазиты данного участка совершенно аналогичны ультраосновным породам южного берега оз. Сег-Озеро. В составе их часто наблюдается сочетание серпентинитов с талько-хлоритовыми, талько-серпентиновыми, талько-актинолитовыми, талько-карбонатными, и местами эпидото-хлорито-актинолитовыми сланцами, очевидно, представляющими глубоко измененные диабазы или габбро-диабазы.

В районе с. Хаутовары ультраосновные породы, представленные серпентинитами и метапериidotитами, превращенными в сланцы различного состава, слагают ряд небольших пластовых тел, подчиненных северо-западной складчатой структуре вмещающей парандовской

серии. Мощность их колеблется от метров до десятков метров (редко до 200—250 м), длина до 1—1,5 км.

Стратиграфическое положение этих пород устанавливается достаточно точно. Они явно эруптируют серицито-кварцевые, графито-серицито-кварцевые сланцы и метадиабазы парандовской серии и, в свою очередь, прорываются плагиопорфирами и жильными пегматитами, генетически связанными с гранитоидами нижнего протерозоя.

В окрестностях Хаутоварского месторождения господствующим распространением пользуются хлорито-амфиболовые, талько-хлорито-амфиболовые, серпентино-хлорито-амфиболовые, карбонато-хлорито-тальковые и хлорито-тальковые сланцы, представляющие, по-видимому, глубоко измененные перидотиты. Это зеленовато-серые мелко или среднезернистые породы, обычно отчетливо осланцованные. Характерно широкое развитие тонких жилок карбоната и рассеянной вкрапленности пирита, пирротина, халькопирита, изредка пентландита, суммарное содержание которых не превышает 3—5%.

Местами наблюдается концентрация сульфидов в мелких линзочках, приуроченных к плоскостям сланцеватости. Структура данных пород немато-, лепидо- и фибробластическая. В составе их главную роль играют амфибол ряда актинолит—тремолита и хлорит. В подчиненном количестве присут-

ствуют серпентин, тальк, карбонат, вторичный магнетит, изредка эпидот, цоизит, единичные зерна кварца и рутила.

В хлорито-тальковых и карбонато-хлорито-тальковых разновидностях, приуроченных к зонам интенсивной сланцеватости, тальк нередко обособляется в короткопризматические или овальные агрегаты, по-видимому, представляющие псевдоморфозы по оливину.

В краевых зонах отдельных тел, метаперидотиты сменяются метагаббро-диабазами, нередко нацело превращенными в амфиболиты. Местами те же амфиболиты образуют небольшие участки в центральных частях гипербазитовых тел. Контакты между метаперидотитами и метагаббро-диабазами часто маркируются зонами рассланцевания, сопровождающимися интенсивной хлоритизацией и серпентинизацией ультраосновных пород. Наряду с этим, местами наблюдаются постепенные переходы от метаперидотитов через метагаббро к метагаббро-диабазам и местами метадиабазам краевой зоны (Бреслер, Молоткова, 1955 г.).

Наличие подобных переходов позволяет рассматривать метаперидотиты и метагаббро-диабазы, как производные одной фазы интрузивной деятельности, разделение которых, по-видимому, произошло в пределах интрузивной полости. Появление основных членов данной серии, очевидно, частично обусловлено процессами ассимиляции ультраосновной магмой материала вмещающих серицито-кварцевых сланцев.

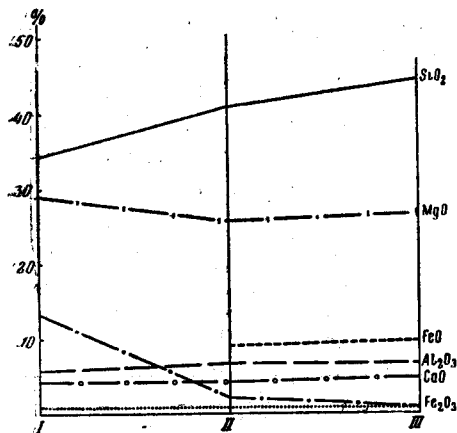


Рис. 45. Диаграмма изменения химического состава гипербазитов  
I—серпентинит; II—метаперидотит; III—талько-хлоритовая порода

Ультраосновные породы, развитые к западу от с. Хаутовара, еще слабо изучены. По предварительным данным, это типичные серпентиниты, вероятно, представляющие глубоко измененные оливиниты.

В зоне Хаутовара—Нялмозеро ультраосновные и связанные с ними основные породы слагают ряд небольших тел, подчиненных меридиональной складчатой структуре вмещающих осадочно-эффузивных образований нижнего протерозоя. Наиболее крупным из них является массив Сури-Ярви (Хюрсюля), расположенный между р. Шуя и оз. Хюрсюля. Это — линзовидное тело площадью около 22 км<sup>2</sup>, приуроченное к контакту между ставролитсодержащими биотитовыми, биотит-амфиболовыми, биотито-хлоритовыми сланцами и гнейсами неопределенного возраста и порфироидами парандовской серии, местами превращенными в слюдястые плаггиосланцы.

По В. М. Тимофееву (1935), массив Сури-Ярви представляет собой зональное тело, центральная часть которого сложена метаоливинитами и серпентинитами. По мере движения к периферии последние постепенно сменяются метаперидотитами, метапироксенитами и, наконец, лабрадорowymi габбро-диабазами, слагающими краевые зоны его. По представлениям других исследователей, метагаббро-диабазы не входят в состав данного магматического комплекса.

Т. Л. Гольдбурт (1950 г.), А. Мустонен и Е. М. Михайлюк (1954 г.) трактуют их как более древние образования, генетически связанные с толщей сланцев и метадиабазов нижнего протерозоя. По М. В. Занину (1945 г.), это более молодые жильные породы, сопоставляемые им с иотнийскими габбро-диабазами о-ва Валаам и западного побережья Онежского озера. В настоящей работе принята трактовка В. М. Тимофеева, вполне согласующаяся с данными ряда исследователей (Елисеев, 1929; Крист, 1933 г.; Коряпин, 1941; Бреслер, 1955 г.), констатировавших появление метадиабазов и метагаббро-диабазов в краевых зонах ряда гипербазитовых тел.

Массив Сури-Ярви представляет пластовую интрузию, крутопадающую к востоку параллельно элементам складчатой структуры вмещающих пород. Краевые части ее сложены метагаббро-диабазами. Далее наблюдается грубое параллельное чередование серпентинитов с амфиболитизированными габбро и габбро-лабрадоритами, местами нацело превращенными в амфиболиты (рис. 46). Мощность зон различного состава колеблется от десятков до сотен метров. Резко подчиненную роль играют метаоливиниты, образующие небольшие реликтовые тела в серпентинитах, а также метаперидотиты, метапироксениты и метагаббро-пироксениты, преимущественно приуроченные к контактам между ультраосновными и основными породами. Наличие постепенных переходов между этими разновидностями позволяет рассматривать их как разновозрастные породы, возникшие в одну фазу интрузивной деятельности. По представлениям Е. П. Молотковой и З. А. Бурцевой (1957 г.), образование данного магматического комплекса, по-видимому, обусловлено процессами дифференциации магмы в период кристаллизации ее при движении.

В отдельных участках гипербазиты превращены в серпентино-тремолитовые, хлорито-серпентино-тремолитовые и тремолиито-карбонатные породы, местами слабо осланцованные. В узких локальных зонах интенсивного рассланцевания, преимущественно приуроченных к контактам ультраосновных пород с метагаббро-диабазами, вмещающими сланцами и порфироидами, по гипербазитам образованы серпентино-

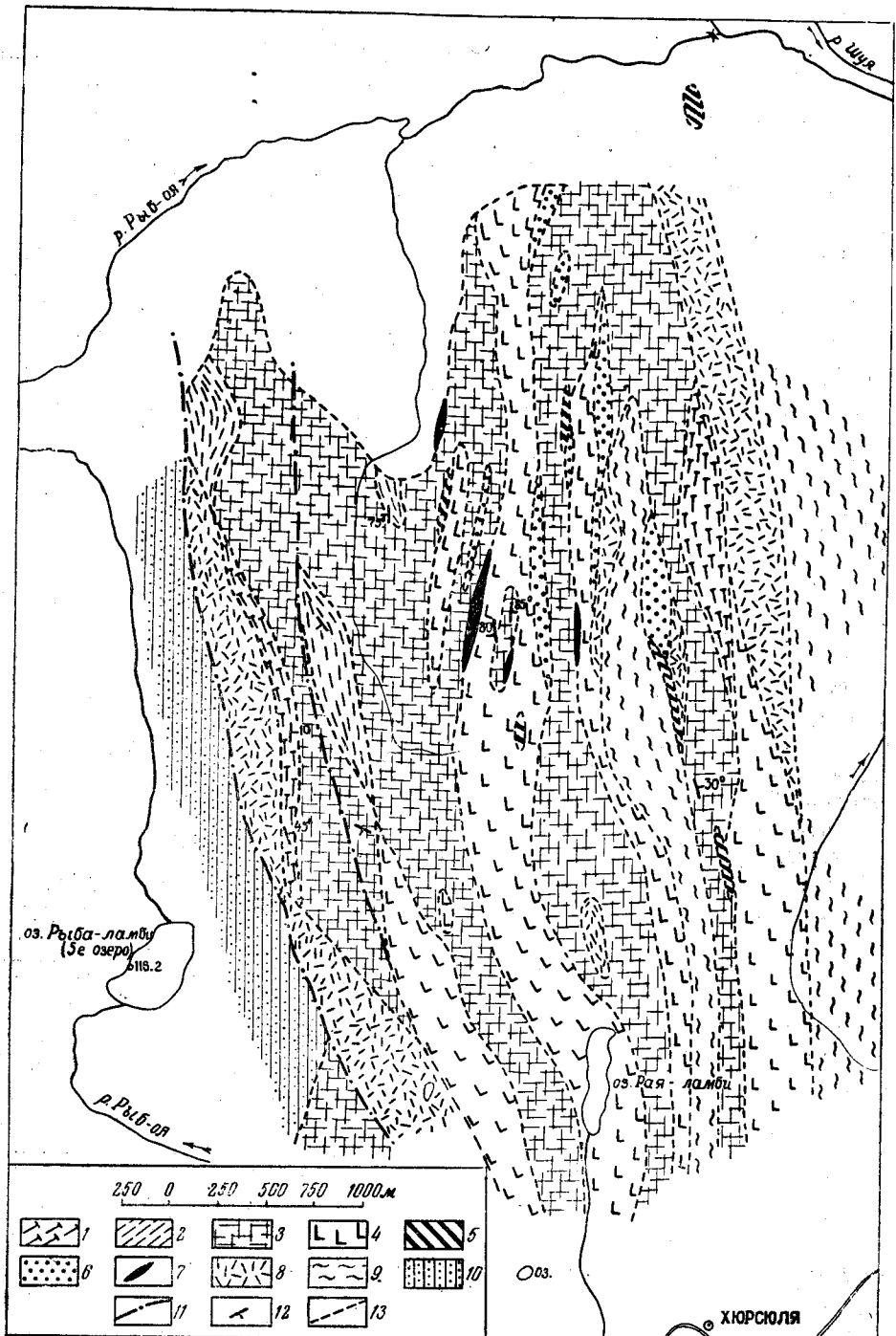


Рис. 46. Геологическая карта массива Хюрсюля (по А. А. Мустонен и Е. М. Михайлюк, 1956)

1—серпентино-карбонато-тальковые сланцы; 2—хлорито-серпентин-тремолитовые, серпентино-тремолиговые, карбонато-тремолитовые сланцы; 3—серпентиниты; 4—амфиболитизированное габбро, габбро-анортозиты и связанные с ними амфиболиты; 5—мегапироксениты, метагаббро-пироксениты; 6—метаперидотиты; 7—метаоливиниты; 8—метадиабазы и метагаббро-диабазы; 9—порфириды и связанные с ними плагиосланцы; 10—сланцы и гнейсы; 11—разломы; 12—сланцеватость; 13—линии контактов

карбонато-талковые, хлорито-карбонато-талковые и тремолито-талковые сланцы (горшечный камень). Серпентиниты местами отчетливо брекчированы и по трещинам сцементированы карбонатом. Метапироксениты, метагаббро-пироксениты, метагаббро и метагаббро-лабрадориты нередко превращены в мономинеральные или полевошпатовые амфиболиты. Меланократовые разновидности их в зонах рассланцевания дают актинолитовые и актинолито-хлоритовые сланцы.

Серпентиниты, метаоливиниты и метаперидотиты представляют темно-серые, местами почти черные мелко- или среднезернистые породы массивного, реже сланцеватого сложения. Почти повсеместно они пронизаны мелкими, ветвящимися жилками светло-зеленого серпентина, местами дающими гнездовидные раздувы. Структура пород чешуйчатая, волокнистая или петельчатая, местами с реликтами панидиоморфной или пойкилитовой. В составе их главную роль играют серпентин (хризотил и антигорит) и тремолит, содержание которых варьирует в широких пределах. В небольшом количестве в них присутствуют иддингсит, фуксит, тальк и карбонат. В метаоливинитах и метаперидотитах встречаются реликтовые зерна железисто-магнезиевого оливина (хризолита), содержание которого обычно не превышает 20%, и моноклинного пироксена ряда диопсид-геденбергита. Из рудных минералов господствующим распространением пользуется вторичный магнетит, образованный в процессе серпентинизации оливина.

В небольшом количестве в гипербазитах содержатся первичный магнетит, в той или иной степени замещенный гематитом, и рассеянная вкрапленность сульфидов, представленных пирротинном, пиритом, редко халькопиритом, марказитом и единичными микроскопически мелкими зернышками пентландита и бравоита.

Пироксениты, метапироксениты и метагаббро-пироксениты представляют темно-серые (до черных) средне- или крупнозернистые массивные породы. Пироксен ряда диопсид-геденбергита в той или иной степени замещен актинолитом и тремолитом. В небольшом количестве в них присутствуют бронзит (Молоткова, 1951 г.), оливин, обычно нацело замещенный серпентином и иддингситом, основной плагиоклаз (50—53% An), нередко сильно сосюритизированный и скаполитизированный, хлорит, карбонат, сфен, первичный и вторичный магнетит и мелкая рассеянная вкрапленность сульфидов. Структура этих пород панидиоморфно-зернистая, реже бластогаббро-офитовая, местами с налагающейся бластокатакlastической.

Для метагаббро и метагаббро-лабрадоритов, представляющих крайние лейкократовые члены данного магматического комплекса, характерна серая и зеленовато-серая окраска, обусловленная интенсивной сосюритизацией плагиоклаза. Текстура этих пород обычно массивная. Только местами в метагаббро наблюдается нерезкая расслоенность, обусловленная параллельной ориентировкой узких, линзовидных агрегатов цветного минерала. В составе их, кроме плагиоклаза и амфибола, в небольшом количестве присутствуют реликтовый пироксен, цоизит, скаполит, биотит, хлорит, карбонат, кварц, магнетит, акцессорные: сфен, ильменит и бедная, рассеянная вкрапленность сульфидов (пирротин, пирит, редко халькопирит).

Плагиоклаз, содержание которого колеблется в пределах 30—75%, представлен рядом лабрадор-битовнита (50—83% An). Только местами в габбро-лабрадоритах или сильно амфиболитизированных меланократовых разновидностях этих пород проявляется андезин с содержа-

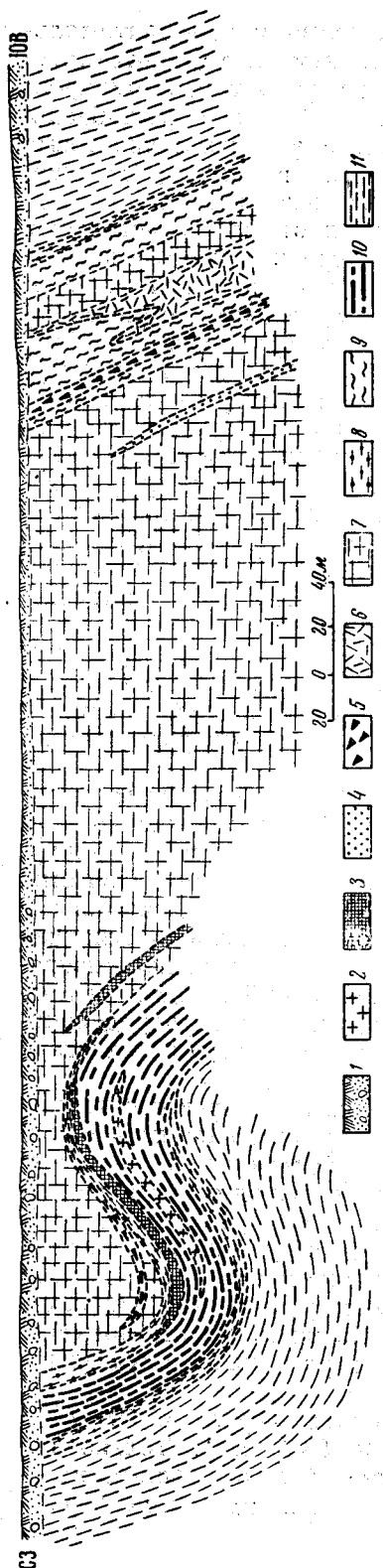


Рис. 47. Геологический разрез талько-хлоритового месторождения в верховьях р. Кайно-оя (по А. А. Мустонен и Е. М. Михайлок, 1956)

1 — четвертичные отложения; 2 — граниты плагио-микроклиновые; 3 — сланцы талько-хлоритовые; 4 — сланцы ангитерито-карбонатные; 5 — сланцы актинолитовые; 6 — металабазы; 7 — серпентиниты; 8 — гнейсы гранато-амфиболовые; 9 — амфиболиты и сланцы амфиболовые; 10 — сланцы биотитовые, амфиболо-биотитовые и биотито-амфиболовые; 11 — гнейсы биотито-амфиболовые, биотито-хлоритовые и др.

нием анортита 33—37%. Обычно плагиоклаз в той или иной степени загрязнен цоизитом, реже скаполитом. В узких локальных зонах брекчирования цоизит не только нацело замещает полевой шпат, но выполняет систему мелких неправильных жилок мощностью до 1—2 см.

Амфибол в основном представлен актинолитом, часто образующим отчетливые псевдоморфозы по пироксену. Изредка встречается обыкновенная роговая обманка, содержащая мелкие пойкилитовые вросстки кварца, и тремолит, дающий небольшие веерообразные агрегаты. Местами наблюдается замещение амфибола биотитом и хлоритом.

Образованные по гипербазитам хлорито-серпентино-тремолитовые, серпентино-тремолитовые и тремолито-карбонатные породы характеризуются буровато-серой окраской, мелкозернистым сложением и массивной или слабо выраженной сланцеватой структурой. На плоскостях сланцеватости местами появляются мелкие прерывистые жилки карбоната (кальцита или доломита) и светло-зеленого серпентина. Кроме минералов, определяющих собой характер данных пород, в небольшом количестве в них присутствуют: идингсит, тальк, скаполит, вторичный магнетит, пирит и брусит.

В разновидностях типа горшечного камня, кроме талька, серпентина, тремолита и карбоната, постоянно присутствуют рудный минерал (магнетит, пирит), реликты оливина и идингсит.

Стратиграфическое положение массива Сури-Ярви определяется следующими фактами. Он несомненно моложе вмещающих порфировидов парандовской серии и, по-видимому, древнее нижнепротерозойских гранитов. С воз-



действием последних, очевидно, связано появление среди метагаббро и метагаббро-лабрадоритов ряда мелких жил кварцевого и кварц-полевошпатового состава (Гольдбурт, 1950 г.).

Небольшие тела серпентинитов с маломощными пропластками актинолитовых, карбонато-актинолитовых, карбонато-тальковых и талько-хлоритовых сланцев известны в окрестностях с. Игнойлы и в верховьях р. Кайно-оя. Буровыми работами, проведенными в районе р. Кайно-оя, установлено, что это пластовое тело, строго подчиненное синклинальной структуре вмещающих осадочно-эффузивных образований парандовской серии (рис. 47). По-видимому, к этому же интрузивному комплексу относятся дайки метаперидотитов, описанные Ю. С. Желубовским (1939 г.) среди протерозойских сланцев северного побережья оз. Шот-Озеро.

Химическими анализами в ультраосновных породах данного участка отмечены десятые доли никеля, и спектральными анализами — хром, а также ничтожные количества ванадия, кобальта и меди (Гольдбурт, 1950 г.; Мустонен, 1954 г.).

В западной части Центральной Карелии гипербазиты нижнего протерозоя, представленные талько-хлоритовыми, талько-амфиболовыми и хлорито-амфиболовыми сланцами, известны в окрестностях Костомукшского железорудного месторождения (Гурвич, 1954 г.). Здесь они образуют небольшие линзовидные тела, подчиненные складчатой структуре вмещающих сланцев гимольской серии. По структуре и составу эти породы совершенно аналогичны гипербазитам района с. Хаутовары и южного побережья оз. Сег-Озеро.

#### *Восточная Карелия*

В Восточной Карелии гипербазиты нижнего протерозоя известны на юго-западном побережье оз. Гайколя, в окрестностях Парандовского серноколчеданного месторождения, в районе оз. Уросозеро, к югу от оз. Выг-Озеро и некоторых других местах. Большинство ультраосновных пород этого района, залегающих среди кристаллических сланцев парандовской серии и совместно с ними дислоцированных, по-видимому, относятся к ранним интрузиям нижнего протерозоя. Только для Гайкольского массива по некоторым особенностям петрографического состава можно допустить более молодой (поздний нижнепротерозойский) возраст.

В окрестностях Парандовского серноколчеданного месторождения талько-хлоритовые и карбонато-хлоритовые сланцы, по-видимому, представляющие глубоко измененные гипабиссальные (или эффузивные) ультраосновные породы, слагают несколько маломощных тел, приуроченных к нижним горизонтам парандовской серии. Совместно с последними они смяты в систему узких изоклинальных складок северо-западного направления. Это светлые зеленовато-голубые, местами тонкополосчатые породы, текстура которых обусловлена присутствием мелких пластовых жилок кальцита. Кроме талька, хлорита и карбоната, содержание которых варьирует в широких пределах, в небольшом количестве в них присутствует рассеянная вкрапленность пирротина, пирита и изредка магнетита, образующего правильные октаэдры размером до 1—1,5 см.

В районе оз. Уросозеро серпентиниты образуют ряд небольших тел среди превращенных в сланцы метадиабазов нижнего протерозоя. По-видимому, преобладающей является пластовая форма залегания.

Только в одном случае описана дайка этих пород мощностью в 10—15 м и длиной около 500 м, секущая по падению сланцеватость вмещающих метадиабазов (Макеенко, 1949 г.). Серпентиниты данного участка представляют темно-серые (до черных) мелко- и среднезернистые породы, в основном состоящие из волокнистого хризотила. В рассланцованных разновидностях их в значительном количестве появляется тальк. В качестве второстепенных минералов постоянно присутствуют хлорит, карбонат и магнетит. Содержание последнего местами достигает 10—15%.

По-видимому, к глубоко измененным гипербазитам нижнего протерозоя относятся магнетит-амфиболовые, тремолито-хлоритовые и талько-хлоритовые сланцы района оз. Рыб-Озеро — с. Шелтопорога. По данным В. В. Сиваева (1958 г.), эти породы образуют крутопадающее линзовидное тело мощностью 150—200 м, вытянутое в меридиональном направлении. В основном оно сложено магнетито-амфиболовыми сланцами. Последние связаны постепенными переходами как с меланократовыми альбит-рогообманковыми сланцами (метадиабазы), так и тремолито-хлоритовыми и талько-хлоритовыми сланцами (измененные перидотиты), образующими отдельные пропластки мощностью в 0,5 и 3,15 м. В магнетито-амфиболовых сланцах содержание магнетита колеблется в пределах 20—50%, на отдельных участках достигая 70%. В небольшом количестве в них присутствуют кальцит, хлорит и сульфиды (пентландит, халькопирит, пирротин, пирит), образующие рассеянную вкрапленность или тонкие прожилки мощностью до 3 мм. Химическими анализами в этих породах установлено присутствие сульфидного никеля в количестве от 0,07 до 0,54% (Сиваев, 1958). Необходимо отметить, что генезис магнетит-амфиболовых сланцев этого участка не совсем ясен. Подобные породы в ассоциации с железистыми кварцитами широко развиты в составе гимольской серии, где с ними местами связаны небольшие тела глубоко измененных гипербазитов (тремолито-хлоритовые, тремолито-серпентиновые и серпентино-тальковые сланцы).

В окрестностях оз. Гайколя ультраосновные и подчиненные им основные породы нижнего протерозоя образуют удлиненное тело площадью около 12 км<sup>2</sup> среди зеленых сланцев парандовской серии. Вследствие слабой обнаженности форма залегания и характер соотношений его с окружающими породами точно не установлены. По данным В. В. Фиженко (1947 г.), это дифференцированное тело, юго-западная часть которого (лежащий бок?) сложена метапериidotитами, местами нацело превращенными в тремолитовые серпентиниты и серпентино-хлорито-тремолитовые породы, и северо-восточная часть — (висячий бок?) полевошпатовыми метапироксенитами и меланократовым метагаббро.

Гипербазиты данного массива представляют темно-серые мелкозернистые породы, массивные или слегка осланцованные. В метапериidotитах среди массы вторичных минералов сохраняются реликтовые зерна магнезиального оливина (форстерита) и моноклинного пироксена ряда диопсид-авгита. В серпентинитах и серпентино-хлорито-тремолитовых породах в том или ином количестве присутствуют карбонат и вторичный магнетит, мелкие зерна которого местами оконтуривают псевдоморфозы серпентина по оливину. В полевошпатовых метапироксенитах и меланократовом габбро часто сохраняются реликты гипидноморфной структуры. Пироксен их, как правило, нацело замещен актино-

литом, основной плагиоклаз (50—55%) обычно сильно сосюритизирован. В небольшом количестве в породе присутствуют магнетит, биотит, лейкоксен и рутил.

Судя по данным магнитной съемки (Слуцкий, 1947 г.), к северо-востоку от оз. Гайколя имеется несколько более мелких тел ультраосновных пород, приуроченных к зоне контакта метадиабазов и зеленых сланцев с толщей полевошпатовых амфиболитов и серицито-кварцевых сланцев нижнего протерозоя.

### *Северная Карелия*

Гипербазиты протерозоя широко развиты как среди нижнепротерозойских осадочно-эффузивных образований Северо-Карельской складчатой зоны, так и в окаймляющих ее гранито-гнейсах и гнейсо-гранитах архея. Главной областью распространения этих пород является Куолаярвинский синклиорий.

По данным ряда исследователей, здесь они приурочены к участкам интенсивной сланцеватости и пачкам зеленых сланцев среди метадиабазов, по-видимому, маркирующим единую механически ослабленную зону, северо-западного направления, параллельную плоскости контакта вмещающих супракристалльных толщ с подстилающими их гранито-гнейсами архея. Значительным распространением пользуются ультраосновные породы и в зоне озер Пана-ярви, Кукас-Озеро—Тикше-Озеро, где наблюдается приуроченность их к системе субпараллельных разломов северо-западного (Тикше-Озеро) и субширотного (Кукас-Озеро) направления.

В зоне Пюхя-Ярви—Рай-Ярви гипербазиты нижнего протерозоя образуют небольшие трещинные интрузии согласные, реже секущие относительно складчатой структуры вмещающих супракристалльных толщ. Мощность их редко превышает 30—40 м, длина — 100—200 м. В пределах этого участка господствующим распространением пользуются талько-хлоритовые и талько-серпентино-тремолитовые породы, очевидно, представляющие глубоко измененные оливиниты и перидотиты. Это светлые буровато-зеленые породы массивного или сланцеватого сложения. Местами с поверхности они имеют пятнистый облик, обусловленный присутствием ряда мелких (1—1,5 см) гнезд пирита, почти нацело замещенного лимонитом. Кроме талька, хлорита, тремолита, содержание которых варьирует в широких пределах, в небольшом количестве в них присутствует карбонат, образующий отдельные зерна или мелкие неправильные жилки, и мелкозернистый вторичный магнетит.

Гипербазиты, развитые западнее горизонта среднепротерозойских полимиктовых конгломератов, в основном сосредоточены среди метадиабазов северо-западного побережья оз. Куола-Ярви, в толще доломитов—метадиабазов западного побережья оз. Апа-Ярви и окрестностей оз. Хоси-Ярви. Здесь они образуют многочисленные тела, чаще подчиненные направлению субмеридиональной складчатой структуры вмещающих пород, реже секущие ее под небольшим углом. Мощность их колеблется от десятков метров до 400 м (в единичных случаях до 600—1000 м) и длина — от сотен метров до 3—3,5 км.

Гипербазиты этого района представлены метаоливинитами (серпентинитами), метаперидотитами, метапироксенитами и связанными с ними метагаббро-диабазами. Небольшие тела ультраосновных пород обычно сложены одной разновидностью, в зоне эндоконтакта дающей

мелкозернистую краевую фацию. Более крупные тела их часто являются дифференцированными. Характер слагающих пород по мере движения от подошвы к кровле постепенно меняется от серпентинитов (метаоливинитов) через метаперидотиты и метапироксениты к метагаббро-диабазам, слагающим верхние горизонты интрузивных тел. В отдельных случаях метагаббро-диабазы появляются в центральных частях массивов, вблизи включенных в гипербазиты ксенолитов кварц-карбонатных сланцев (Бойда, 1958 г.). В локальных зонах мощностью до 5—6 м, преимущественно приуроченных к краевым частям интрузивных тел, гипербазиты отчетливо осланцованы, превращены в хлоритогальковые (горшечный камень), серпентино-хлоритовые, серпентино-амфиболовые и амфиболовые сланцы. Серпентиниты и метаперидотиты нередко пересечены маломощными жилками поперечно-волокнистого серпентина местами в сочетании с карбонатом и магнетитом.

Метаоливиниты (серпентиниты) этого комплекса представляют темно-серые (до черной), мелкозернистые породы с листовато-волокнистой или петельчатой структурой. Господствующим распространением пользуются массивные разновидности. Подчиненную роль играют сланцеватые серпентиниты, текстура которых ориентирована параллельно общему направлению складчатости вмещающих осадочно-эффузивных толщ. Кроме серпентина, составляющего 60—90%, в том или ином количестве в них присутствуют тремолит, карбонат, хлорит, тальк, местами рассеянная вкрапленность сульфидов (пирротин и халькопирит), вторичный магнетит, содержание которого нередко достигает 8—10%, и аксессуарные — пикотин и хромит. Изредка встречаются реликты моноклинного и ромбического пироксена. Содержание карбоната обычно резко возрастает вблизи контакта с доломитами. Последние в зоне контакта превращены в тремолитовые, реже в диопсид-тремолитовые скарны (Бойда, Попова и др., 1958 г.).

Метаперидотиты отличаются от метаоливинитов повышенным содержанием амфибола и пониженным количеством серпентина и талька. Часто среди них встречаются порфириовидные разновидности, структура которых обусловлена присутствием крупных реликтовых кристаллов пироксена в мелкозернистой основной массе.

Метапироксениты, слагающие отдельные небольшие тела или переходную зону от метаперидотитов к метагаббро-диабазам, представляют средне-, реже крупнозернистые породы, массивного или слегка гнейсовидного сложения. Кроме амфибола, представленного актинолитом и уралитовой роговой обманкой, в небольшом количестве в них присутствуют плагиоклаз, в той или иной степени замещенный эпидотом и цоизитом, серпентин, биотит и титано-магнетит, с краев измененный в лейкоксен. При увеличении количества плагиоклаза эти породы постепенно переходят вначале в метагаббро-пироксениты, а затем в метагаббро-диабазы краевой зоны.

По-видимому, к данному комплексу относятся гипербазиты, описанные Е. В. Нефедовым и Г. В. Макаровой (1958 г.) на участке между озерами Рай-Ярви и Нива-Ярви. Это дайкообразное тело длиной около 200 м и мощностью в 20—30 м, секущее вкрест простирания контакт кристаллических сланцев нижнего протерозоя с подстилающими их гнейсо-гранитами архея. В основном оно сложено массивными серпентинитами, в зоне эндоконтакта постепенно сменяющимися актинолитотремолитовыми сланцами. В серпентинитах среди массы вторичных минералов, местами сохраняются реликтовые зерна оливина.

В зоне Кукас-Озеро—Тикше-Озеро гипербазиты в основном сосредоточены в субширотной зоне разлома, проходящей среди осадочно-эффузивных образований нижнего протерозоя (район оз. Кукас-Озеро), в контакте их с гнейсо-гранитами архея (южное побережье оз. Невгозеро) и среди кристаллических образований архея (северо-восточное побережье оз. Тикше-Озеро) (Кратц, Демидов, 1953 г.) (рис. 48). По-видимому к западному продолжению этой тектонической зоны приурочены массивы ультрабазитов р. Кайман и озер Каменное и Ортсас-Ярви, расположенные к северу от оз. Пана-Ярви (Яковлева, Зак, 1952 г.).

Массив р. Кайман залегает в контакте между гнейсами архея и осадочно-эффузивными образованиями нижнего протерозоя. Это линзовидное тело размером  $0,2 \times 1,0$  км, вытянутое в субмеридиональном направлении. В основном оно сложено метаоливинитами, вблизи верхнего контакта постепенно сменяющимися тремолитовыми сланцами (метапироксениты). В метаоливинитах хорошо выражены первично-магматические структуры течения, обусловленные отчетливой ориентировкой псевдоморфоз серпентина по оливину, реже чередованием плотных монолитных пропластков с зонами, переполненными мелкими пустотками, очевидно, представляющими выщелоченные псевдоморфозы того же оливина. Первичная полосчатость этих пород ориентирована в направлении северо-восток  $20-30^\circ$  с падением на северо-запад под углами  $20-30^\circ$ .

Массив Ортсас-Ярви, залегающий среди гнейсов архея, представляет небольшое ( $0,3-0,4 \times 1$  км) линзовидное тело, вытянутое в северо-западном направлении. В основном он сложен полосчатыми метаоливинитами, вблизи верхнего контакта превращенными в серпентинотальковые сланцы. Полосчатость, отчетливо выраженная только на выветрелой поверхности, ориентирована в северо-западном ( $320-340^\circ$ ) направлении с падением на юго-запад под углами от  $35-40^\circ$  в центральной части интрузивного тела до  $65-70^\circ$  в висячем боку его.

Массив оз. Каменное приурочен к кристаллическим образованиям архея. Это дугообразное, пластовосекающее тело площадью около  $1$  км<sup>2</sup>, обращенное выпуклостью к северу. В основном оно сложено метаоливинитами, ближе к висячему боку содержащими небольшие шлировые тела метаперидотитов. В зоне контакта с гнейсами и гранито-гнейсами архея метаоливиниты постепенно сменяются амфиболитами с незначительным содержанием плагиоклаза и эпидота, очевидно, представляющими глубоко метаморфизованные полевошпатовые пироксениты. В метаоливинитах местами хорошо выражена тонкая полосчатость, обусловленная параллельным чередованием пропластков, обогащенных тремолитом или серпентином и тальком. Плоскость полосчатости преимущественно ориентирована в северо-западном (до меридионального) направлении с выдержанным падением к западу и юго-западу. В восточной части массива по мере движения от висячего к лежащему боку интрузивного тела углы падения полосчатости постепенно выполаживаются от  $70$  до  $20^\circ$ . На западе подобное выполаживание наблюдается в центральной части массива.

Метаоливиниты массивов р. Кайман и оз. Каменное в основном состоят из серпентина, хлорита, тремолита. В небольшом количестве в них присутствуют реликтовый оливин, тальк, кальцит, вторичный магнетит, изредка пирит. В гипербазитах массива оз. Ортсас-Ярви серпентинизация выражена значительно слабее, ограничиваясь системой

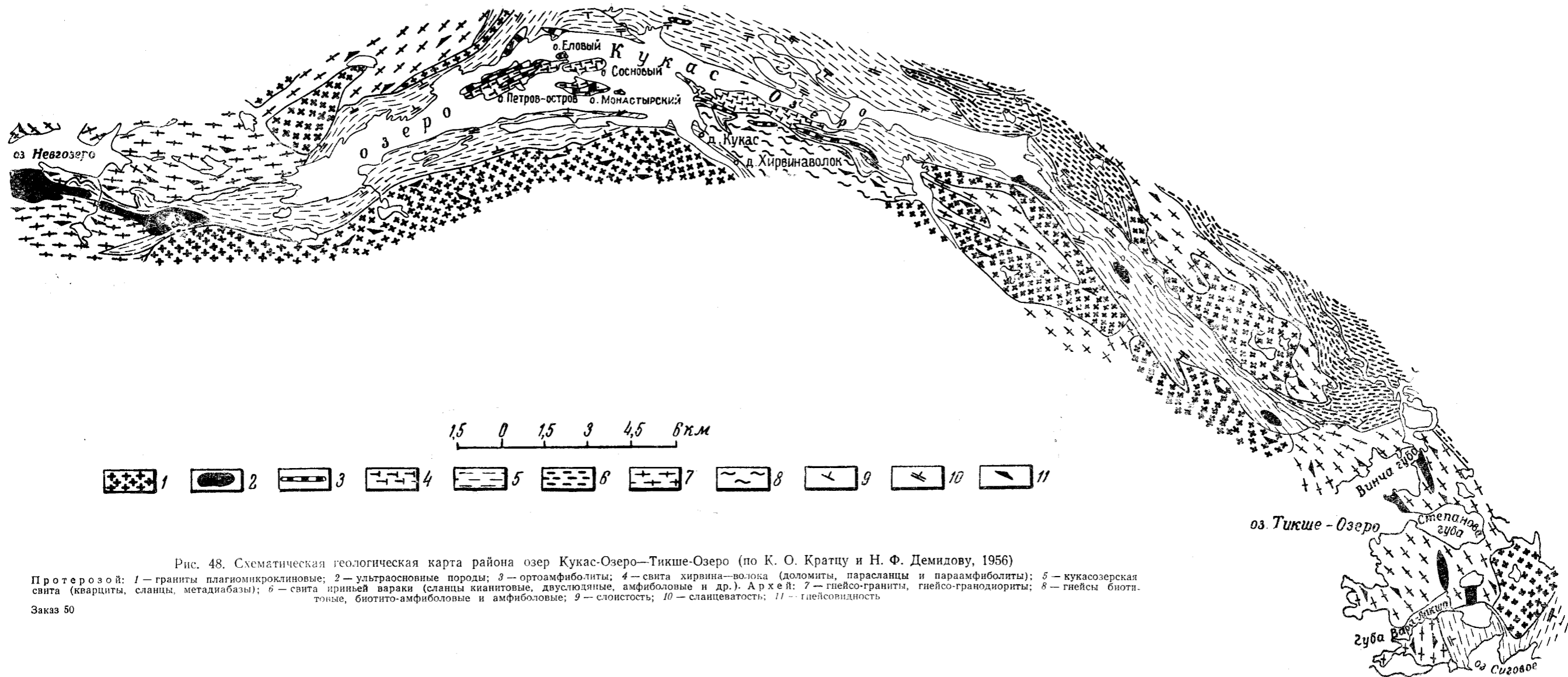


Рис. 48. Схематическая геологическая карта района озер Кукас-Озеро—Тикше-Озеро (по К. О. Кратцу и Н. Ф. Демидову, 1956)

Протерозой: 1 — граниты плагиомиоклиновые; 2 — ультраосновные породы; 3 — ортоамфиболиты; 4 — свита хирвина—волока (доломиты, парасланцы и параамфиболиты); 5 — кукасозерская свита (кварциты, сланцы, метадиабазы); 6 — свита ириней вараки (сланцы кианитовые, двуслюдяные, амфиболовые и др.). Архей: 7 — гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты; 8 — гнейсы биотитовые, биотито-амфиболовые и амфиболовые; 9 — слоистость; 10 — сланцеватость; 11 — гнейсовидность

Заказ 50

трещин, пересекающих зерна оливина. Среди метаоливинитов массива р. Кайман В. Яковлевой (1952 г.) описана зона обогащения карбонатом.

На южном побережье оз. Невгозеро ультраосновные породы образуют ряд субпараллельных тел, среди гнейсо-гранитов архея, или же в контактах последних с кристаллическими сланцами нижнего протерозоя. Мощность их колеблется от десятков до сотен метров, длина — от сотен метров до 3—4 км. Эти тела, приуроченные к зоне разлома субширотного (до северо-западного) простирания, имеют выдержанное южное падение под углами 50—60°. Согласно данным Н. А. Егоровой (1949 г.), гипербазиты района оз. Невгозеро представлены метаоливинитами и серпентинитами, различающимися между собой только степенью сохранности оливина. Это плотные темно-зеленые породы с педиоморфной структурой, в той или иной степени затушеванной в результате метаморфизма. Кроме оливина (хризолита) и серпентина (хризотила и антигорита), количественные соотношения между которыми варьируют в широких пределах, в качестве второстепенных минералов в них присутствуют тремолит, тальк, хлорит и магнетит. Магнетит, содержание которого составляет 5—8%, образует рассеянную вкрапленность, небольшие (6—10 см) гнезда и жилки мощностью в 2—10 см. Рудные жилки, преимущественно приуроченные к плоскостям расщепления, имеют субширотное простирание и выдержанное южное падение. Максимальная концентрация рудных тел наблюдается в лежащем боку одного из массивов на горе Сурьяпия. Н. А. Егоровой (1949 г.) среди гипербазитов оз. Невгозеро описаны небольшие жилки рудных оливинитов, очевидно, представляющих жильную фацию той же ультраосновной магмы.

В узких зонах, преимущественно приуроченных к краевым частям интрузивных тел, гипербазиты превращены в талько-хлорито-тремолитовые и хлорито-тремолитовые сланцы. Метаоливиниты и серпентиниты рассеяны многочисленными жилками роговообманкового асбеста мощностью от нескольких миллиметров до 3—15 см. Наиболее крупные жилки обычно имеют субширотное простирание. Мелкие жилки асбеста приурочены к системе тончайших трещин, местами образующих густую, неправильную сеть. Грубые, легко ломающиеся волокна серовато-желтого роговообманкового асбеста, как правило, ориентированы перпендикулярно длинной оси жилок. На отдельных участках гипербазиты пересечены кальцитовыми и кальцито-тальковыми жилками мощностью до 20 см. Местами наблюдается ассоциация их с жилками асбеста.

Химическая характеристика ультраосновных пород Невгозерского массива дана в табл. 25.

Как видно из приведенных в табл. 25 цифр, метаоливиниты Невгозерского массива близки к типичным дунитам (по Дели). Что касается серпентинитов, то они отличаются от метаоливинитов значительным обогащением  $Al_2O_3$ , местами  $SiO_2$  (анализ 3) и одновременно обеднением  $MgO$  и  $CaO$ , что, очевидно, объясняется полным исчезновением оливина и широким развитием таких вторичных минералов, как серпентин и тремолит.

В зоне Кукас-Озеро — северо-восточное побережье Тикше-Озера ультраосновные породы образуют ряд малых интрузий трещинного типа, преимущественно залегающих среди нижнепротерозойских кварцито-амфиболо-сланцевых и карбонато-амфиболитовых толщ. Реже они встречаются среди сланцево-гнейсового комплекса горы Иринея ва-раки и гранито-гнейсов архея (побережье Винча-губы оз. Тикше-Озеро).

Таблица 25

Окислы	Метаоливиниты		Серпентиниты
	Юж. берег оз. Невг-озеро		г. Сурьяпия
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	36,66	36,46	46,08
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,18	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,12	4,20	3,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,16	15,66	6,59
FeO	—	—	5,39
MnO	0,23	0,22	0,11
CaO	2,33	1,22	1,30
MgO	37,45	32,19	30,15
Na <sub>2</sub> O	Не определялся		0,04
K <sub>2</sub> O	—		0,08
H <sub>2</sub> O	0,56	0,28	—
П. п. п.	5,32	9,76	6,19
Ni сульфидный	0,07	0,05	—
S	0,03	0,06	0,06
Co	Следы	Следы	0,30
Ni силикатный	0,17	0,08	0,28
Сумма . . . . .	100,18	100,36	100,19

Анализ 1, 2 по Н. Е. Егоровой (1949 г.), анализ 3 по К. О. Кратцу (1953 г.)

Вследствие недостаточной обнаженности размеры данных тел точно не установлены. Среди гипербазитов этого участка господствующим распространением пользуются серпентиниты. Резко подчиненную роль играют оливиниты, описанные Н. Ф. Демидовым (1952 г.) на северо-восточном берегу оз. Тикше-Озеро, и породы типа метапироксенитов или метаперидотитов, нацело превращенные в актинолит-тремолитовые амфиболиты. Метаоливиниты и серпентиниты этого участка по структуре и составу аналогичны соответствующим породам района южного побережья оз. Невгозеро. Актинолито-тремолитовые амфиболиты северо-восточного побережья оз. Тикше-Озеро (Винча-губа) представляют темно-серые средне- и крупнозернистые массивные породы, нередко имеющие радиально-лучистое сложение, обусловленное характером распределения игольчатых кристаллов амфибола. Кроме актинолита и тремолита, местами в значительном количестве в них присутствуют карбонат (доломит), тальк, изредка оливин, биотит, титаномагнетит и вторичный магнетит.

Несомненно, к этому же магматическому комплексу относятся метаоливиниты и серпентиниты оз. Ханкос, расположенные к северу от субширотного гипербазитового пояса, описанного выше. Здесь они образуют несколько небольших линзовидных тел, вытянутых в субмеридиональном направлении согласно с гнейсовидностью вмещающих их гнейсов и гранито-гнейсов архея. На отдельных участках гипербазиты отчетливо осланцованы в том же субмеридиональном направлении.

Краткое описание, приведенное выше, позволяет наметить следующие генетические соотношения между комплексами протерозойских основных (диабазы, габбро-диабазы) и ультраосновных пород. При



формировании нижнепротерозойской геосинклинали одновременно с периодическим излиянием основных лав и образованием небольших силлов диабазов и габбро-диабазов на некоторой глубине шли процессы дифференциации диабазовой магмы, сопровождающиеся отделением небольших порций ультраосновной, перидотитовой магмы. Позднее, в период нижнепротерозойской складчатости этот ультраосновной материал отжимался в сформировавшиеся складчатые структуры по таким ослабленным зонам, как пачки зеленых сланцев среди метадиабазов, плоскости стратиграфических и тектонических контактов или же по зонам разломов в подстилающих протерозойские супракрустальные толщи гнейсах и гнейсо-гранитах архея.

После внедрения в интрузивную полость продолжающиеся на месте процессы дифференциации привели к образованию непрерывной серии пород от оливинитов и перидотитов, через пироксениты и габбро-пироксениты до габбро-диабазов и диабазов, в результате автотаморфизма превращенных в серпентиниты, тремолито-актинолитовые породы и метадиабазы. При последующих тектонических движениях гипербазиты в отдельных зонах были интенсивно осланцованы и превращены в талько-хлоритовые, талько-серпентиновые и серпентино-талько-карбонатные сланцы. Сравнение химического состава серпентинитов и метаперидотитов с анализами этих вторичных пород показывает, что данный процесс шел на некотором выносе  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$ , значительном привносе  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и относительной устойчивости других компонентов.

Практическая роль гипербазитов нижнего протерозоя обусловлена приуроченностью к ним ряда месторождений горшечного камня (талько-хлоритовый сланец). По степени изученности и экономическим условиям наиболее перспективной в этом отношении является группа месторождений южного побережья оз. Сер-Озеро.

### ***Основные и подчиненные им ультраосновные породы олангского типа***

К этой группе отнесены основные и подчиненные им ультраосновные породы, отличающиеся от других сходных интрузивных пород нижнего протерозоя относительной сохранностью первичномагматических текстур, структур и минералогического состава. Они образуют относительно крупные дифференцированные массивы, реже мелкие тела, как правило, залегающие вне зон распространения осадочно-вулканогенных пород нижнего протерозоя.

Крупные массивы их известны в Северо-Западной Карелии, в районе р. Оланга — оз. Ципринга — оз. Кунд-Озеро, где они приурочены к зоне субширотного простирания. Наиболее типичными и относительно хорошо изученными являются интрузии Олангской группы (массивы Кивакка, Ципринга и Луккулайсвара).

Первые сведения об этих телах содержатся в работах Ю. С. Неуструева (1931 г.) и В. Н. Нумеровой (1932 г.), которые рассматривали их как магматические образования архея. В дальнейшем после картирования территории распространения интрузий Олангской группы В. Н. Нумерова (1947 г.) отнесла последние к протерозою, считая их наиболее молодыми кристаллическими образованиями района. Аналогичных представлений придерживались Т. В. Билибина и А. Д. Дашкова (1953 г.).

Детальные исследования, произведенные Д. К. Ловицким и Э. В. Муровой (1955 г.) в пределах массива Кивакка и Н. А. Егоровой (1949 г.) и З. А. Бурцевой (1955 г.) на массиве Ципринга, установили более древний возраст основных и ультраосновных пород по отношению к гранитам типа Нуорунен.

Массив Кивакка, являющийся наиболее западным в Олангской группе, расположен на правом берегу р. Оланга в ее нижнем тече-

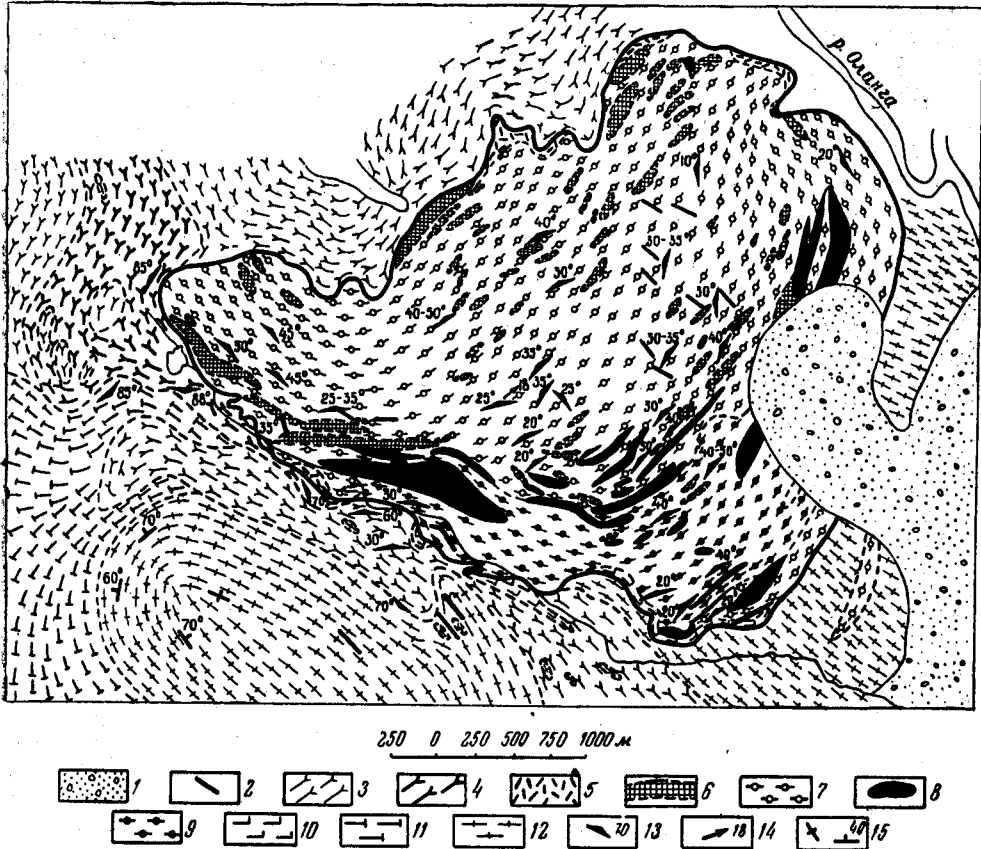


Рис. 49. Геологическая карта массива Кивакка (по Д. К. Ловицкому, Э. В. Муровой и В. И. Шмыгалеву)

1 — четвертичные отложения; средний протерозой: 2 — дайки габбро-диабазов, диабазов, порфиритов; нижний протерозой: 3 — граниты; 4 — сиениты, сиенито-диориты; 5 — мега-габбро; 6 — габбро-пегматиты; 7 — габбро-нориты; 8 — пироксениты; 9 — оливиниты и перидотиты; 10 — габбро-диориты; архей: 11 — диориты; 12 — плагио-микроклиновые граниты; 13 — трахитоидность, полосатость; 14 — линия течения; 15 — гнейсовидность, сланцеватость

нии. Породы, вмещающие его, представлены архейскими гнейсо-гранитами, ранними нижнепротерозойскими диоритами и гранодиоритами, в различной степени мигматитизированными более молодыми (поздними) нижнепротерозойскими плагио-микроклиновыми гранитами (рис. 49).

Непосредственные контакты массива с архейскими образованиями наблюдались в юго-западной части, где слагающие его породы представлены диоритами и габбро-диоритами, возможно, образовавшимися

в результате воздействия основной магмы на вмещающие гнейсо-граниты. Последние иногда содержат плагиоклаз с гранофировыми вростками кварца. На контакте с более молодыми плагио-микроклиновыми гранитами рассматриваемые породы местами амфиболлизированы и биотитизированы, а также развиты в виде ксенолитов. В зоне юго-западного контакта плагио-микроклиновые граниты образуют довольно широкую полосу своеобразных мигматитов по основным и ультраосновным породам, возможно, предварительно рассланцованным. В пределах этой зоны в результате щелочного метасоматоза образуются породы состава сиенито-диоритов и сиенитов.

Массив Кивакка в плане имеет форму неправильного полумесяца, обращенного выпуклостью к юго-востоку и вытянутого в северо-восточном направлении. Ширина его колеблется от 1—2 км в краевых и до 3,5 км в центральных частях. Площадь массива 15 км<sup>2</sup>. Падение его меняется от северо-восточного (юго-западная часть) через северо-западное до западного (северо-восточная часть). Углы падения колеблются от 10—20° в восточной и юго-восточной частях до 40—60° в юго-западной.

Массив представляет собой трещинную однофазную первичнорасслоенную интрузию. Породы характеризуются наличием первичномагматических структур течения (полосатость и трахитоидность).

В пределах массива выделяются следующие крупные горизонты, различающиеся между собой ассоциацией слагающих их пород.

	Мощность в м
1. Мелкозернистые габбро-нориты, слагающие приконтактную часть лежащего бока массива. Местами наблюдаются линзы и прослои пироксенитов, оливиновых габбро-норитов и норитов	до 100
2. Оливиниты и перидотиты, для которых характерно взаимное переслаивание, также наблюдаются линзовидные и пластообразные тела пироксенитов, имеющих преобладающее распространение в верхней части горизонта	500—700
3. Габбро-нориты и нориты, слагающие основную часть массива. К нижней части его приурочены различной величины и формы тела пироксенитов. Повсеместно развиты пегматоидные габбро-нориты и габбро-пегматиты, в главной массе приуроченные к лежащему и висящему бокам этого горизонта. Они образуют тела размером преимущественно от 20×10 до 0,1×1 км, а также и более мелкие	более 1500

Наиболее крупные тела габбро-пегматитов установлены в северо-западной и юго-западной приконтактных частях массива.

Тесная связь между базитами и гипербазитами, а также их частая перемежаемость при общей смене от ультраосновных разновидностей, развитых в лежащем боку, к габбро-норитам, слагающим центральную часть и висячий бок, свидетельствуют о сингенетическом характере пород и однофазности интрузии.

Массив Ципринга, расположенный к северо-востоку от массива Кивакка (к югу и юго-западу от оз. Ципринга), представляет собой тело длиной около 11 км и шириной от 5 до 8 км субширотного направления. Наибольшая часть его — южная сложена основными породами, а северная — гранофировыми гранитоидами. Вмещающие породы в основном представлены архейскими гнейсо-гранитами и отчасти нижнепротерозойскими метагаббро-диабазитами, развитыми к северу от массива. Непосредственные контакты его с вмещающими породами, особенно на юге, обнажены исключительно плохо из-за почти сплошного развития довольно мощного покрова четвертичных отложений.

Массив Ципринга представляет собой трещинную, крутопадающую к северо-востоку первично расслоенную интрузию, по мнению З. А. Бурцевой, сформировавшуюся в две интрузивные фазы (рис. 50). Горды первой из них имеют резко преобладающее распространение, слагаю около 60% площади массива. Главная роль принадлежит габбро-норитам и их оливиновым разновидностям. Перидотиты, пироксениты и троктолиты имеют подчиненное развитие, образуя небольших размеров прослой и линзы среди габбро-норитов. Последние

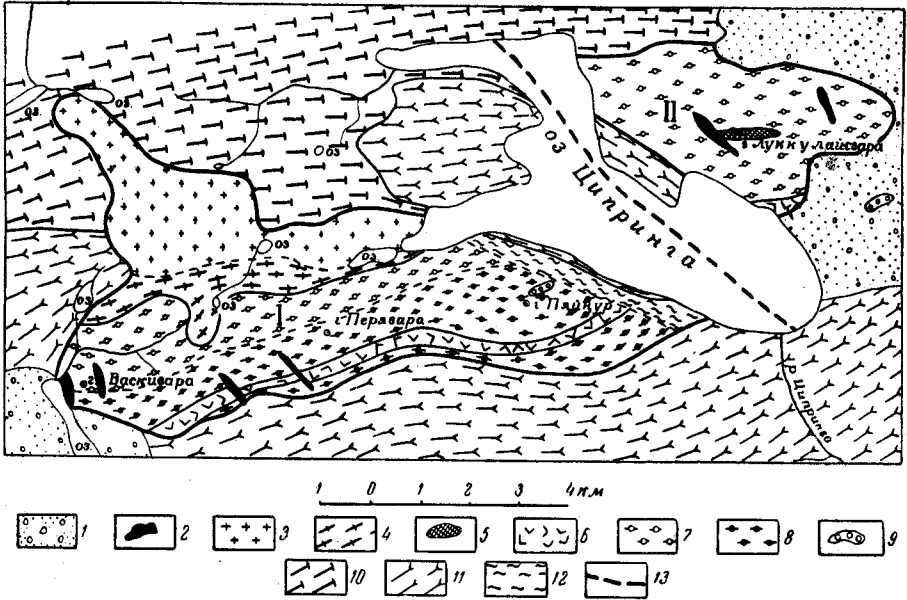


Рис. 50. Геологическая карта массивов Ципринга (I) и Луккулайс-вара (II) (по З. А. Бурцевой)

1 — четвертичные отложения; средний протерозой: 2 — дайки габбро-диабазов, диабазов; нижний протерозой: 3 — гранофиовые граниты; 4 — диориты, диорит-сиениты; 5 — микрогаббро-нориты; 6 — габбро-пегматиты; 7 — габбро-нориты; 8 — оливиновые габбро-нориты; 9 — пироксениты; 10 — габбро-диабазы; архей: 11 — граниты; 12 — милонитизированные породы; 13 — линия разлома

слагают два довольно отчетливо обособленных горизонта, нижний из которых, представленный оливиновыми разновидностями, имеет неоднородное строение. Лежащий бок этого горизонта сложен мелко- и среднезернистыми, а висячий порфировидными породами. К последним приурочены мелкие тела ультраосновных пород и троктолитов. Для оливиновых габбро-норитов характерна полосатость, проявляющаяся в чередовании прослоев, сложенных различными структурными разновидностями, а также габбро-лабрадоритами и лабрадоритами. Мощность таких прослоев колеблется от 10—15 см до 2 м.

Верхний горизонт, представленный безоливиновыми габбро-норитами, при ширине от 1 до 2,5 км имеет длину около 10 км. Переход от этих пород к подстилающим оливиновым габбро-норитам постепенный. Среди габбро-норитов выделяется несколько разновидностей, различающихся по структуре или минералогическому составу. В висячем боку габбро-нориты имеют более мелкозернистое строение и

содержат микроклин и кварц, образующие гранофировые сростания. Среднезернистые габбро-нориты характеризуются отчетливой грахитовидной текстурой, выраженной в ориентированном расположении кристаллов полевого шпата.

С концом формирования первой фазы (второй подфазы) связывается образование габбро-пегматитов, слагающих тело, приуроченное к лежащему боку горизонта оливиновых габбро-норитов. Длина этого тела около 10 км, мощность 100—450 м.

В пределах всех пород массива выделяются зоны проявления катаклаза и милонитизации, характеризующиеся преимущественным северо-западным простиранием.

Ко второй интрузивной фазе З. А. Бурцева относит гранофировые гранитоиды, развитые в северо-западной части массива, в его всячем боку. Линия контакта их с окружающими породами сильно извилистая. Эти гранитоиды также образуют мелкие, неправильной формы тела и ветвистые жилы среди основных пород, а сами в свою очередь содержат ксенолиты их.

На контакте гранофировых гранитов и гранодиоритов с основными породами развиты диориты и диорито-сиениты, являющиеся гибридными породами.

Отнесение данных гранитоидов ко второй фазе интрузивной деятельности является до некоторой степени условным. Не исключена возможность, что часть их генетически связана с гранитами типа Нуорунен. Наряду с этим можно высказать предположение об образовании некоторых из них в результате полингенеза при воздействии основной магмы на вмещающие гнейсо-граниты.

Массив Луккулайс-ваара расположен к северо-востоку от массива Ципринга, от которого отделен зоной гнейсо-гранитов архея. По представлениям З. А. Бурцевой, оба эти массива представляют собой неравные по площади части единого тела, расчлененного крупным меридиональным разломом. Эта точка зрения является дискуссионной, так как имеется ряд противоречащих фактов. Так, например, массивы Ципринга и Луккулайс-ваара имеют несколько различное строение и во втором из них наблюдается тенденция к выклиниванию в западном направлении.

Массив Луккулайс-ваара представляет собой трещинного типа интрузию, характеризующуюся субширотным простиранием и крутым падением к северу. В виду широкого развития четвертичных отложений он полностью не оконтурен и прослеженная длина его составляет 6 км при ширине 1—3 км.

По данным З. А. Бурцевой, этот массив сформировался в две интрузивные фазы. Породы первой из них, слагающие около 90% массива, представлены полосатыми габбро-норитами и подчиненными им габбро-лабрадоритами, лабрадоритами, троктолитами и ультраосновными породами. Среди габбро-норитов выделяется несколько структурных разновидностей. Наблюдается некоторая приуроченность мелкозернистых разновидностей к контактам с вмещающими породами. Габбро-лабрадориты, лабрадориты и троктолиты образуют прослои и линзы различных размеров среди габбро-норитов. Пироксениты пользуются очень ограниченным распространением. Частично они приурочены к лежащему боку массива.

Ко второй подфазе первой фазы относятся габбро-пегматиты, которые образуют тела мощностью 1,5—2 км в южной части массива.

Со второй фазой связывается образование микрогаббро-норитов, слагающих дайку длиной около 1,7 км при средней ширине 100 м, залегающую среди грубополосчатых габбро-норитов в восточной части массива. Эта дайка характеризуется субширотным простиранием и падением на северо-запад под углами 60—70°. Лежащий бок ее сложен микрогаббро-норитами с порфиroidными кристаллами гиперстена, которые через мелкозернистые переходят в разновидности с порфиroidными кристаллами плагиоклаза, слагающими всячий бок дайки. Среди микрогаббро-норитов наблюдаются линзовидной формы обособления и прожилки мощностью от 6 до 20—25 см различных направлений, сложенных рудными пироксенитами и габбро-пироксенитами.

Выделение микрогаббро-норитов в самостоятельную интрузивную фазу является в известной степени условным, так как нет убедительных данных, свидетельствующих об интрузивных соотношениях между ними и окружающими габбро-норитами.

В пределах описанных выше массивов наблюдаются жилы диабазов и порфиритов, характеризующиеся выдержанным северо-западным простиранием. В настоящем томе они условно рассматриваются как среднепротерозойские.

Основные и ультраосновные породы характеризуются исключительно магматическими структурами (габбровой, габбро-офитовой, порфиroidной и др.). Ультраосновные разновидности (оливиниты, перидотиты, пироксениты) в основном состоят из оливина и пироксена, присутствующих в различных количественных соотношениях. Пироксен представлен бронзитом и авгитом. В перидотитах и пироксенитах иногда в небольшом количестве развит плагиоклаз ряда лабрадор-битовнита, образующего зерна неправильной формы голубовато-белого цвета, которые придают породе пятнистый вид. Вторичные минералы — серпентин, амфибол, тальк, хлорит и биотит, играющие сравнительно небольшую роль, присутствуют в различных количественных соотношениях. В рудных пироксенитах и габбро-пироксенитах (массив Луккулайс-вара) наблюдаются кварц и апатит. Характерной особенностью этих пород является значительное содержание рудных минералов (от 3—5 до 30—40%). Они представлены халькопиритом, пентландитом, пиритом, бравоитом, борнитом, магнетитом, ильменитом, гематитом, сфалеритом, а также вторичными — халькозином, ковеллином и гидроокислами железа. Все рудные минералы образовались позднее силикатов, так как выполняют между ними промежутки или образуют ветвистые прожилки.

Габбро-нориты в основном состоят из плагиоклаза ряда лабрадора, присутствующего в количестве до 80% (лейкократовые разновидности), гиперстена и авгита, количественные соотношения которых варьируют. Иногда присутствует оливин, который в троктолитах и оливиновых габбро-норитах играет роль порообразующего минерала. Вторичные минералы — амфибол, тальк, биотит и соссорит присутствуют в различных количествах. Иногда амфибол играет роль основного цветного минерала. Наблюдаются незначительные содержания рудных минералов — магнетита и сульфидов. Последние, как правило, образуют рассеянную вкрапленность и значительно реже мелкие гнезда, приуроченные к крупнозернистым габбро-норитам нижней части массива Кивакка. Сульфиды представлены пирротинном, пиритом, халькопиритом и пентландитом. Два последних минерала имеют резкое подчиненное значение.

Габбро-пегматиты характеризуются крупнозернистым строением. Размер кристаллов в них составляет в среднем 1,5×0,8 см, нередко

достигает  $4 \times 1,5$  см. Иногда минералы образуют гнезда. Габбро-пегматиты состоят из плагиоклаза ряда андезин — лабрадора и переменных, но обычно небольших количеств оливина, гиперстена, авгита, амфибола, альбита, кварца, микроклина, апатита, биотита, хлорита, серицита, мусковита, цоизита, эпидота, магнетита, ильменита, титаномагнетита и сульфидов (пирит, пирротин, редко халькопирит и пентландит). Некоторое обогащение кварцем было установлено на участке скопления сульфидов (массив Кивакка).

Гранофировые граниты состоят из альбит-олигоклаза, кварца и небольшого количества цветных минералов, представленных биотитом и в меньшей степени амфиболом и мусковитом. Кварц в основной массе развит в виде гранофировых вростков в плагиоклазе, что обуславливает характерную особенность этих пород — гранофировую структуру. В качестве второстепенных минералов присутствуют сфен, лейкоксен, хлорит и рудные минералы. Гранодиориты характеризуются присутствием более основного плагиоклаза ряда олигоклаз — андезина.

На контакте гранофировых гранитоидов и габбро-норитов развиты диориты, кварцевые диориты и кварцевые сиенито-диориты, возможно, представляющие собой гибридные разновидности.

Диориты состоят из сильно сосюритизированного плагиоклаза, амфибола и биотита. В ничтожных количествах в них присутствуют альбит и кварц, находящиеся в гранофировом сростании, а также серицит, хлорит и лейкоксен. В кварцевых диоритах увеличивается количество кварца, а диорито-сиенитах неизмененного альбита.

В табл. 23 приведены химические анализы пород, слагающих упомянутые массивы.

Интрузивные породы Олангского типа наблюдались также в районе оз. Кунд-Озеро и к востоку от него. Наиболее крупное тело субширотного простирания, сложенное этими породами, имеет длину около 7 км при ширине 2,5—3,5 км. Западная часть его в основном сложена метагаббро, среди которого выделяются отдельные небольшие участки габбро и габбро-норитов. В небольшом количестве развиты амфиболиты, представляющие собой сильно метаморфизованные пироксениты и перидотиты. Габбро-нориты имеют состав, аналогичный соответствующим породам, слагающим интрузии Олангской группы. Габбро отличается от габбро-норитов большим количеством авгита. В метагаббро цветной минерал представлен преимущественно обыкновенной роговой обманкой и реже актинолитом.

Диориты и кварцевые диориты слагают восточную часть массива. Стратиграфические соотношения их с основными породами устанавливаются на основании наличия в них ксенолитов основных пород и развития их в виде жил в последних. Размеры и форма ксенолитов непостоянные. Там, где ксенолиты развиты в большом количестве, порода приобретает характер эруптивной брекчии.

Диориты состоят из сильно серицитизированного и сосюритизированного олигоклаз-андезина и амфибола, местами ромбического и моноклинного пироксена. В качестве второстепенных минералов присутствуют биотит, мусковит, хлорит, кальцит, рудный минерал, сфен и апатит.

Как основные породы, так и диориты прорываются жилами плагио-микроклиновых гранитов. Генетическая связь основных пород с диоритами является в известной степени условной. Не исключена возможность, что последние образовались в результате гибридизации кислой

магмы материалом основных пород. Граниты, прорывающие основные породы, могут рассматриваться как нижнепротерозойские.

К описываемой группе также отнесены основные и ультраосновные породы, слагающие отдельные мелкие тела, распространенные местами в Северной и Центральной Карелии. Так, например, в районе системы озер Куйто — Нюк установлены метагаббро и метагаббро-диабазы, которые, по данным С. А. Дюкова (1948 г.), как правило, содержат лабрадор, часто в различной степени альбитизированный. Цветной минерал в них представлен преимущественно амфиболом, значительно реже пироксеном, который сохраняется в виде реликтов. Иногда габбро в значительном количестве содержит оливин. Эти породы образуют штокообразные, линзовидные и реже дайкообразной формы тела. В краевой части этих тел распространены диабазы. Иногда наблюдается секущее положение тел основных пород по отношению к вмещающим породам, так как они под различными углами срезают гнейсовидность последних.

Таблица 26

Окислы	Перидотит		Габбро-норит		Микрогаббро-норит	Габбро	Пегматит	Гранофировый гранодиорит
	Кивакка	Кивакка	Ципринга	Луккулайсваара	Луккулайсваара	Кивакка	Ципринга	Ципринга
	Количество анализов							
	1	1	1	5	7	1	1	1
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	40,23	50,34	48,81	49,60	49,63	51,85	46,30	61,69
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,17	1,53	0,26	0,20	0,58	1,27	1,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,21	13,94	12,90	13,62	17,84	9,07	19,64	15,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,90	1,45	3,89	0,85	0,53	7,06	2,83	3,76
FeO	7,05	5,73	11,24	5,95	4,87	8,53	8,18	3,29
MnO	—	—	0,07	0,09	—	—	0,12	0,05
CaO	2,95	7,98	10,08	11,83	13,30	8,93	9,85	2,77
MgO	28,66	17,26	6,63	9,32	10,10	7,42	6,60	3,11
K <sub>2</sub> O	0,49	0,43	0,64	0,79	0,52	0,86	0,83	4,19
Na <sub>2</sub> O	0,81	1,17	2,23	1,30	1,27	1,99	2,30	4,28
H <sub>2</sub> O	0,70	0,08	0,20	0,25	0,11	0,41	0,04	0,27
П. п. п.	8,74	1,51	1,94	1,16	1,41	2,44	1,80	1,76
Сумма	98,97	100,06	100,06	100,02	99,78	90,19	99,81	100,46

Анализы 1, 2, 6 по Д. К. Ловицкому (1954), анализы 3, 4, 5, 7, 8 по З. А. Бурцевой (1956 г.)

Пироксенсодержащие габбро-диабазы были установлены Н. А. Вологовской (1940 г.) и С. Д. Смирновым (1941 г.) на западном побережье оз. Кереть. Стратиграфическое положение этих пород документируется следующими фактами. Они явно прорывают мигматиты микроклиновых гранитов по олигоклазовым гнейсо-гранитам архея и мелкозернистые полевошпатовые сланцы протерозоя и сами, в свою очередь, прорываются плагдио-микроклиновыми гранитами с голубым опаловидным кварцем. Таким образом, определение возраста габбро-диабазов



данного участка зависит от того, к какой возрастной группе будут отнесены эти граниты.

На западном побережье оз. Кереть (Вычанский остров и берега одноименного пролива) пироксеновые габбро-диабазы образуют ряд тел различной величины и формы. Наиболее крупным из них является пластовая интрузия, мощность которой достигает 700 м, а длина нескольких километров. Многочисленные пластовые и секущие жилы габбро-диабазов мощностью до 8—10 м известны среди гнейсов, гнейсо-гранитов и мигматитов архея и кристаллических сланцев протерозоя. Последние в зоне экзоконтакта шириной до нескольких метров превращены в плотные, серовато-зеленые, силлиманито-диопсидовые роговики. В гнейсо-гранитах в узкой контактной зоне местами наблюдается образование палингенетического микропегматита. В контакте с молодыми плагио-микроклиновыми гранитами и в многочисленных ксенолитах среди последних габбро-диабазы сильно изменены, местами почти нацело превращены в полевошпатовые амфиболиты. Граниты, прорывающие габбро-диабазы, в зоне контакта мощностью от 1—2 до 25—30 м переходят в серые гибридные гранодиориты, часто сохраняющие полуассимилированные ксенолиты основных пород.

К рассматриваемой группе также отнесены основные породы, слагающие ряд тел в районе оз. Кивач Юго-Западной Карелии, где они приурочены к северному концу полосы нижнепротерозойских образований зоны Ведлозеро — Хаутовара — Кивач. Эти тела образуют цепочку субмеридионального простирания. Длина наиболее крупного тела около 3 км при ширине 700—800 м. Оно представляет собой сложной формы трещинную интрузию, простирающуюся в меридиональном направлении при крутом падении на восток или запад и имеет секущее положение по отношению к вмещающим гнейсо-гранитам. В строении интрузии принимают участие разнообразные породы ультраосновного и основного состава, среди которых резко преобладающее значение имеют габбро-диабазы. В приконтактных частях массива наблюдались диабазы и диабазовые порфириты, метагаббро-сиениты и диориты. Образование двух последних пород, вероятно, обусловлено воздействием основной магмы на гранитоиды. Диабазовые порфириты наблюдались также в виде мелких жил во вмещающих породах. Мощность их колеблется от 5—10 см до 0,6 м.

Ультраосновные породы, представленные метаперидотитами и пироксеновыми оливинитами, приурочены к лежащему боку интрузии. Иногда они изменены в тремолито-тальковые и тальково-тремолитовые породы.

Метаперидотиты и пироксеновые оливиниты характеризуются гипидиоморфной, местами пойкилитовой и петельчатой структурами. Они состоят в основном из оливина, ромбического и моноклинного пироксенов, присутствующих в различных количественных соотношениях. Подчиненное значение имеют основной плагиоклаз, амфибол, хлорит, биотит, серпентин, сульфиды и магнетит. Появление последнего связано с образованием серпентина по оливину. При увеличении содержания плагиоклаза образуются промежуточные разновидности — оливинные габбро-пироксениты и габбро-пироксениты. На контакте ультраосновных пород с гранодиоритами наблюдаются тремолито-тальковые и тальково-тремолитовые породы. Кроме тремолита и талька, в небольших количествах в них присутствуют актинолит, биотит, хлорит, плагиоклаз и рудный минерал.

Габбро-нориты представляют собой крупнозернистую породу с гипидиоморфной и реже пойкилитовой структурами. Они содержат лабрадор, гиперстен, авгит и оливин, присутствующие в различных количествах. В связи с этим наблюдаются постепенные переходы в оливиновые габбро-нориты, габбро-пироксениты и лабрадориты; второстепенное значение имеют амфибол, серпентин, тальк, хлорит, идингсит, карбонат и рудные минералы.

Метагаббро-диабазы характеризуются бластоофитовой структурой. Основную роль в составе их играют альбит и обыкновенная роговая обманка. В небольших количествах развиты хлорит, биотит, кальцит, эпидот, кварц, апатит, сфен и рудный минерал.

В диабазовых порфиритах наблюдается бластопорфировая структура, обусловленная развитием порфировидных кристаллов основного плагиоклаза и псевдоморфоз амфибола по пироксену. Плагиоклаз сосюритизирован, иногда в нем наблюдаются гранофиновые вростки кварца. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, минералов группы эпидота, актинолита, обыкновенной роговой обманки и биотита.

Среди основных пород в большом количестве распространены пегматитовые жилы, которые в основном приурочены к висячему боку массива. В пегматитах наблюдаются ксенолиты вмещающих пород, обычно сильно оталькованных и амфиболизированных. Пегматиты состоят из кислого плагиоклаза с микрографическими вростками кварца. Кроме того, они содержат кварц, изредка биотит, хлорит, мусковит, цоизит и сфен.

Условно эти пегматитовые жилы связываются с поздними нижнепротерозойскими гранитоидами.

### ***Кварцевые порфиры и кератофиры***

Среди осадочно-эффузивных образований нижнего протерозоя относительно широко развиты кислые породы, представленные кварцевыми порфирами и кератофирами и тесно связанными с ними их метаморфическими производными слюдяно-кварцевыми сланцами.

В Восточной и Центральной Карелии в районе с. Косозеро впервые кварцевые порфиры были обнаружены Д. И. Щербаковым (1924), который осланцованные разновидности их выделил под наименованием геллефлинтов. Позднее кварцевые порфиры были описаны В. М. Тимофеевым в районе ст. Надвоицы, Н. Г. Судовиковым к северу от с. Косозеро (в районе с. Маслозеро), К. К. Судиславлевым в районе оз. Шомб-Озеро и рядом других исследователей в различных районах Карелии. По представлениям В. М. Тимофеева, установившего пространственную приуроченность этих пород к зонам распространения супракрустальных образований карельской формации, они в основном генетически связаны с посткарельскими гранитами и лишь частично, возможно, с зеленокаменными породами протерозоя. Н. Г. Судовиков (1934) первоначально рассматривал кварцевые порфиры и кератофиры как краевую фацию тунгудских гранодиоритов и подужемских гранитов, относимых им к посткарельскому времени. Позднее он описывал эти породы как малые гипабиссальные интрузии постятулийского возраста. Аналогичных представлений придерживались многие геологи, занимавшиеся изучением стратиграфии протерозоя (Н. В. Альбов, Ю. С. Неуструев, В. Н. Нумерова и др.).

Л. Я. Харитонов (1938, 1941) в результате исследований протерозойских образований Центральной и Южной Карелии подразделял эти породы на две разновозрастные группы, относил к более древней из них кварцевые порфиры, прорывающие метадиабазы сегозерской системы, генетически связанные с постсегозерскими гранитами. Более молодыми постонежскими Л. Я. Харитонов считал кварцевые порфиры и кератофиры района озер Косозеро и Шуезеро, которые, по его мнению, прорывают осадочные породы онежской системы.

Для территории Северо-Западной Карелии (оз. Пана-Ярви) рассматриваемые породы впервые были описаны В. Хакманом и Вилкманом (Hakman, 1929), которые относили их к докалевийским образованиям, генетически связывая с докалевийскими (по их представлениям) гранитами Нуорунен. Как некоторое обоснование этому они приводили образование базальных сланцев за счет кварцевых порфиров и кератофиров в основании выделенных ими калевийских пород.

М. А. Гилярова (1948а, 1949), выделившая из состава протерозойских образований Карелии более древнюю докарельскую сланцевую формацию, отнесенную ею к верхнему архею, все кварцевые порфиры и кератофиры этой территории считала докарельскими. Позднее аналогичных представлений о принадлежности данных пород к единой возрастной группе придерживалось большинство исследователей. Однако, в отличие от представлений М. А. Гиляровой, они относили их, как все другие образования (докарельские, по М. А. Гиляровой), к нижнему протерозою. Стратиграфическое положение рассматриваемых пород документировается следующими данными:

1) территориальная приуроченность их к участкам развития нижнепротерозойских образований;

2) наличие среди кварцевых порфиров и кератофиров ксенолитов пород нижнепротерозойского осадочно-эффузивного комплекса и прорывание их жилами нижнепротерозойских гранитов и гранодиоритов (М. А. Гилярова, К. О. Кратц и др.);

3) присутствие гальки этих пород в конгломератах среднего протерозоя.

Характер залегания кварцевых порфиров и кератофиров не всегда может быть установлен достаточно четко. По-видимому, в большинстве случаев это гипабиссальные интрузии трещинного типа, представленные жилами, пластовыми, реже секущими телами различной величины, прорывающими нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования (район оз. Сег-Озеро, ст. Надвоицы, оз. Шуезеро и др.). Очевидно, подчиненную роль играют эффузивные разновидности их, в основном ассоциирующие с породами гимольской и парандовской серий. Как правило, они сильнее метаморфизованы, местами превращены в слюдяные сланцы, трудно отличимые от седиментогенных сланцев.

Вопрос о генетической связи рассматриваемых пород с другими магматическими образованиями нижнего протерозоя до последнего времени не решен однозначно. Большинство исследователей, придерживаясь ранее высказанных В. М. Тимофеевым, Н. Г. Судовиковым, В. Хакманом, В. Вилькманом и другими представлений, генетически связывает рассматриваемые породы с кислыми интрузивными породами нижнего протерозоя. Наряду с этим некоторые исследователи рассматривают их в комплексе с метадиабазами нижнего протерозоя как единую спилито-кератофировую формацию, различные члены которой обра-

зовались без сколько-нибудь заметного перерыва во времени (С. И. Зак, В. И. Шмыгалев и др.).

Относительно широкое распространение кварцевые порфиры и кератофиры имеют в Северо-Западной и Центральной Карелии.

В Северо-Западной Карелии они распространены в пределах Северо-Карельской синклинорной зоны и сосредоточены в районе оз. Пандр-Ярви (участок Пава-Ярви — Оланга), в то время как в северной части отмеченной зоны (участок Куолаярви — Соваярви), эти породы совершенно отсутствуют. В районе озер Пана-Ярви — Ципринга они образуют ряд узких пластообразных тел мощностью от десятков до сотен метров и длиной до нескольких десятков километров, согласных с направлением складчатой структуры вмещающей спилито-сланцевой толщи нижнего протерозоя. На северном берегу оз. Пана-Ярви в современном эрозионном срезе наблюдается чередование этих пород с конгломератами, что дает возможность некоторым исследователям (Зак, 1950 г.; Шмыгалев, 1957 г.) рассматривать данный комплекс как ряд покровов, чередующихся с маломощными горизонтами конгломератов нижнего протерозоя, в изобилии содержащих гальку тех же кислых эффузивов.

В противоположность этому представлению, другие геологи (Нумерова и др.) рассматривают конгломераты как среднетерозойские, залегающие на интрузивных кварцевых порфирах и кератофирах нижнего протерозоя.

В Центральной и Восточной Карелии описываемые породы также ассоциируют с кристаллическими образованиями нижнего протерозоя. Размер и форма слагаемых ими тел варьирует в широких пределах. Наиболее крупной является интрузия кварцевых порфиров района оз. Шуезеро, которая при средней ширине около 4 км по простиранию (в меридиональном направлении) прослеживается на 27—30 км (Гилярова, 1958).

Кварцевые порфиры и кератофиры Карелии представляют собой розовато-серые, серые или темно-серые породы сланцеватого, реже массивного сложения. Сланцеватость в них ориентирована преимущественно параллельно направлению складчатых структур вмещающих пород. Сохранившаяся в различной степени порфирировая структура их обусловлена присутствием округлых зерен голубовато-серого опаловидного кварца и таблитчатых кристаллов розоватых или серо-розовых полевых шпатов (альбита, альбита-олигоклаза, реже калиевого полевого шпата, преимущественно микроклина) в тонкозернистой основной массе. В составе последней главную роль играют плагиоклаз, кварц и микроклин. В варьирующих количествах присутствуют биотит, мусковит, серицит, кальцит, рудные минералы, апатит, изредка хлорит и биотит. В единичных случаях в этих породах были отмечены сфен, циркон, турмалин, ортит и при изучении тяжелой фракции — гранат и анатаз (Билибина, Дашкова и др. 1953 г.).

По мере усиления рассланцевания кварцевых порфиров и кератофилов наблюдается постепенное дробление вкрапленников, а затем почти полное исчезновение их. В конечной стадии этого процесса возникают типичные слюдяные сланцы, часто трудно отличимые от седиментогенных сланцев такого же состава. В основном рассматриваемые породы различаются по характеру и строению основной массы. Менее метаморфизованные разновидности их характеризуются очень мелкозернистой массой, обогащенной чешуйками серицита, которые иногда

образуют сплошной чешуйчатый агрегат. В более метаморфизованных разновидностях основная масса становится более крупнозернистой и за счет серицита начинает развиваться мусковит, а альбит замещается микроклином. В наиболее метаморфизованных разновидностях из слюд широко развит мусковит и возрастает количество микроклина.

М. А. Гилярова (1958), занимавшаяся специальным изучением кварцевых порфиров и кератофиров Карелии, в процессе формирования их выделяет две стадии: магматическую и метаморфическую, с каждой из которых связано появление соответствующих минералов. Альбит, широко развитый в этих породах, по мнению М. А. Гиляровой, является вторичным, образовавшимся в магматическую стадию за счет более основного плагиоклаза. Альбитизация плагиоклаза сопровождалась образованием кальцийсодержащих минералов (преимущественно кальцита) и серицита.

С начальной стадией метаморфизма М. А. Гилярова связывает появление шахматного альбита (натровый метасоматоз), а затем кварца, корродирующего все ранее образованные минералы, и т. д. С более поздним калиевым метасоматозом связано появление калиевых полевых шпатов. К этому же моменту она приурочивает развитие апатита, турмалина, ортита. С заключительной стадией метаморфического изменения связывается возобновление процессов кварцевого метасоматоза, проявляющихся особенно интенсивно.

Как видно из данных химических анализов (табл. 27), кварцевые порфиры содержат значительное количество  $K_2O$ , в отдельных анализах резко прерывающее содержание  $Na_2O$ , что нехарактерно для пород спилитовой формации. Этот факт свидетельствует в пользу генетической связи кварцевых порфиров и кератофиров с гранитами нижнего протерозоя.

Таблица 27

Окислы	Кварцевый порфир					
	с. Нотоварака	оз. Шуезеро		оз. Пана-Ярви		
		1	2	3	4	5
$SiO_2$	72,85	75,34	76,74	70,36	73,82	70,38
$TiO_2$	0,21	0,32	0,27	0,70	0,80	0,89
$Al_2O_3$	16,05	10,82	11,82	12,20	12,68	12,91
$Fe_2O_3$	0,70	2,55	1,79	1,59	0,63	2,20
$FeO$	1,57	2,42	1,75	2,44	1,89	2,49
$MnO$	0,045	—	—	сл.	—	—
$MgO$	0,30	1,55	0,45	0,55	0,26	0,30
$CaO$	0,97	0,50	0,62	1,15	2,38	2,86
$Na_2O$	3,46	3,07	1,88	2,41	4,31	2,89
$K_2O$	4,02	2,62	3,82	6,85	3,28	3,29
$H_2O$	0,22	0,42	0,30	—	0,29	—
П. п. п.	0,40	—	—	0,93	0,10	1,62
$P_2O_5$	—	—	—	0,28	0,10	0,28
$CO_2$	—	—	—	—	сл.	—
Сумма	100,79	99,61	99,49	99,46	100,54	100,20

Анализ 1 по Н. Г. Судовикову (1932); анализы 2—3 по М. Д. Гузинову (1936 г.); анализы 4—5 по Хакману (Hакман, 1929 г.); анализ 6 по К. О. Кратцу (1953 г.).

## Гранитоиды

Гранитоиды нижнего протерозоя, окруженные обширными зонами мигматитов, слагают многочисленные тела различной величины, в основном приуроченные к зонам контактов между кристаллическими образованиями архея и покровными осадочно-эффузивными толщами нижнего протерозоя. Крупные площади распространения этих пород известны к западу и северо-западу от Онежского синклинория (район озер Сег-Озеро — Ведло-Озеро — Сям-Озеро — Шот-Озеро) к востоку от него (гранитный массив к югу от оз. Ведло-Озеро), к северу от синклинали Чалка — Хаутовара — Ведло-Озеро, в зоне между озерами Гимольское и Сукк-Озеро, по восточному и западному обрамлению Парандовско-Надвоицкого синклинория. Меньшими, измеряемыми десятками и первыми сотнями квадратных километров, являются гранитные тела районов озер Пана-Ярви, Сокол-Озера, восточного и западного побережья оз. Топ-Озеро, системы озер Куйто — Нюк, озер Онд-Озеро, Сукк-Озеро, северного побережья оз. Янис-Ярви и ряда других мест.

Прежде чем перейти к характеристике этих пород, необходимо отметить, что они представляют сложный комплекс, неоднородный генетически, петрографически и стратиграфически. На прилагаемой к данному тому геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 площади, обозначенные гранитоидами протерозоя, обычно включают и собственно граниты (для которых рядом исследователей допускается магматический генезис) и мигматиты, образованные в процессе щелочного и кварцевого метасоматоза по гнейсам и гранито-гнейсам архея. Так как среди гранитоидов протерозоя часто сохраняются реликты гнейсо-гранитов архея, аналогичного или близкого состава, обширные поля распространения гранитов (преимущественно плагио-микроклиновых) показаны нерасчлененными гранитоидами позднеархейской — нижнепротерозойской группы ( $\gamma^{2-3}$ ).

Вследствие наличия вокруг гранитов широких ареалов мигматизации переходы между ними и вмещающими породами обычно являются постепенными и контуры гранитных тел в значительной степени условными. Так как разделение гранитов на ранние, прорывающие кристаллические сланцы и амфиболиты гимольской, парандовской и тикш-озерской серии и поздние, эруптирующие осадочно-эффузивные образования тунгудско-надвоицкой серии, пока приведено на отдельных участках, в большинстве случаев эти породы показаны нами нерасчлененными гранитоидами нижнего протерозоя ( $\gamma_3$ ).

Среди этого магматического комплекса господствующим распространением пользуются плагио-микроклиновые, реже чисто микроклиновые граниты, местами переходящие в граносиениты. Резко подчиненную роль играют плагиограниты, гранодиориты, изредка кварцевые диориты различного генезиса. В одних случаях, как, например, на западном побережье оз. Пя-Озеро, они слагают самостоятельные тела, представляющие ранние интрузии нижнего протерозоя. В других случаях появление диоритов, гранодиоритов несомненно связано с явлениями контактиации кислой магмы материалом вмещающих амфиболитов архея или метадиабазов, габбро-диабазов, габбро-норитов протерозоя. На отдельных участках широкое развитие процессов метасоматоза приводит к образованию за счет основных пород субщелочных разновидностей типа сиенито-диоритов.

В связи с недостаточной изученностью гранитоидов нижнего протерозоя и трудностью расчленения их ниже приводится порайонная характеристика данных пород, позволяющая наиболее полно использовать имеющийся фактический материал. Для отдельных участков, там где это возможно, дано раздельное описание ранних и поздних гранитоидов нижнего протерозоя.

### *Западная и Центральная Карелия*

В пределах Западной и Центральной Карелии плагио-микроклиновые граниты, плагиограниты и гранодиориты протерозоя образуют ряд тел различной величины, в общих чертах подчиненных северо-западной складчатой структуре вмещающих пород. Необходимо отметить, что исследованы они весьма неравномерно. Относительно хорошо изучены небольшие тела гранитоидов северного и западного побережья оз. Сег-Озеро, района сс. Койкары, Хаутовары, западного побережья оз. Пял-Озеро и Сунд-Озеро. Принадлежность этих пород к магматическим образованиям нижнего протерозоя документируется по наличию эруптивных контактов их с осадочно-эффузивными образованиями парандовской и местами тунгудско-надвоицкой серий и присутствию галек гранитов и гранодиоритов в базальных конгломератах среднего протерозоя.

Наличие гранитоидов нижнего протерозоя устанавливается также в зоне северного побережья озер Среднее и Нижнее Куйто и Нюк. В то же время обширные площади распространения плагио-микроклиновых гранитов юго-западного побережья озер Гимольского и Лубоярви, района с. Костомукша — оз. Пильозеро и восточного побережья озер Вячельского — Сям-Озеро — Ведло-Озеро изучены совершенно недостаточно. Наряду с гранитоидами протерозоя здесь, по-видимому, широко развиты граниты архея, в той или иной степени измененные в протерозое.

#### **Участок системы озер Куйто—Нюк**

В пределах этой территории выделяются как нерасчлененные поздние гранитоиды архея — нижнего протерозоя ( $\gamma_2$ ), так и поздние гранитоиды нижнего протерозоя ( $\gamma_3$ ). Нерасчлененные гранитоиды сосредоточены на южном побережье озер Верхнее и Среднее Куйто и к юго-востоку от с. Костомукша; собственно граниты, в основном представленные плагио-микроклиновыми разновидностями, образуют небольшие тела площадью до 10—15 км<sup>2</sup>, в общем подчиненные северо-западной складчатой структуре вмещающих гнейсов и гранито-гнейсов архея и кристаллических сланцев нижнего протерозоя (гимольская серия). Это розовые или серовато-розовые среднезернистые породы гнейсового, реже массивного сложения. Присутствие среди них магматических образований нижнего протерозоя устанавливается по наличию пластовых, пластово-секущих и секущих жил плагио-микроклиновых пегматитов и гранитов в кристаллических сланцах гимольской серии и перекрывающих ее зеленых сланцах и метадиабаз (Дюков, 1948 г., Судиславлев, 1948 г.).

Мигматиты, окружающие гранитные тела, в основном представлены послонными, ветвистыми и порфиробластическими разновидностями. Интенсивность процессов мигматизации варьирует в широких пределах

от ничтожной до весьма интенсивной, приводящей к образованию относительно однородных гранитов-мигматитов.

Сланцы и гнейсы гимольской серии прорываются также олигоклазовыми гранитами, в небольшом количестве содержащими микроклин. Этот факт позволил в свое время С. А. Дюкову и К. К. Судиславлеву отнести все плагиограниты района с. Костомукши к так называемой 1 группе, а инъецированные ими сланцы с залежами магнетитовых кварцитов — к кристаллическим образованиям архея. Однако после того как было доказано, что гимольская серия отделена от гнейсов архея базальными конгломератами, появилась возможность отнести плагиограниты района с. Костомукши к магматическим образованиям нижнего протерозоя. В свете новых данных эти породы трактуются как краевая фация плагио-микроклиновых гранитов.

Наличие в описываемом районе молодых плагиогранитов ставит под сомнение факт существования таких обширных площадей распространения архейских гнейсо-гранитов, какие мы имеем на современных геологических картах западной части КАССР. По-видимому, гранитоиды данного района представляют сложный неоднородный комплекс, образованный при внедрении гранитоидов протерозоя в древнее гнейсо-гранитное основание.

Среди гранитоидов, несомненно прорывающих осадочно-эффузивные образования нижнего протерозоя, намечаются две группы. К первой из них, по-видимому, отвечающей ранним интрузиям нижнего протерозоя, относятся гранодиориты северо-западного побережья оз. Тухкала, эруптирующие амфиболовые и кварцево-серицитовые сланцы. Это темно-серые среднезернистые, местами порфириовидные породы, в основном состоящие из вторичного альбита (1—3% An), сильно загрязненного серицитом и сосюритом, и резко подчиненного биотита. В небольшом количестве в них присутствуют кварц, минералы группы эпидота, единичные зерна микроклина, явно корродирующего плагиоклаз, и акцессорные сфен и апатит.

По-видимому, к этой же группе принадлежат метадиориты, описанные К. И. Асташенко (1935 г.) в районе озер Катомо и Тихкозеро, а также гнейсо-диориты, отмеченные С. А. Дюковым и М. А. Сотниковой (1948 г.) на южном побережье оз. Верхнее Куйто.

Плагио-микроклиновые граниты, связанные с ними плагиограниты и гранодиориты нижнего протерозоя широко развиты на северо-восточном побережье озер Среднее и Нижнее Куйто и в зоне оз. Среднее Куйто — восточное побережье оз. Нюк. Здесь они образуют ряд тел различной величины и формы, в основном приуроченных к зоне контакта между гнейсами архея и осадочно-эффузивными образованиями гунгудско-надвоицкой серии. Наличие среди последних отдельных жил плагио-микроклиновых пегматитов и развитие в контактах с метадиабазами хлоритовых плагиогранитов позволяет рассматривать гранитоиды этого участка как поздние интрузии нижнего протерозоя.

Господствующим распространением пользуются здесь плагио-микроклиновые граниты. Это розовые, серовато-розовые, реже серые породы, окраска которых обусловлена необычным темно-серым цветом микроклина. Преобладают в той или иной степени огнейсованные разновидности. Местами широко развиты порфириовидные граниты с крупными, нередко отчетливо ориентированными кристаллами микроклина в среднезернистой основной массе. Все эти разновидности в основном состоят из альбит-олигоклаза (17—27% An), микроклина, кварца и резко под-



чиненного биотита (4—6%). В небольшом количестве в них присутствуют мусковит, хлорит, эпидот, изредка кальцит, акцессорные — апатит, сфен, циркон, ортит, в единичных случаях — монацит и молибденит. Количественные соотношения между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом варьируют в широких пределах. В районе оз. Люихтиярви С. А. Дюковым (1948 г.) описаны лейкократовые, существенно микроклиновые граниты с небольшими неправильными участками пегматоидного характера.

На восточном побережье озер Среднее и Нижнее Куйто плагио-микроклиновые граниты содержат многочисленные ксенолиты амфиболитов архея (Шуркин, 1950 г.). В контакте с последними образуются ореолы гибридных олигоклазовых гранодиоритов и местами кварцевых диоритов. Это зеленовато-серые средне- или крупнозернистые породы, в основном состоящие из андезина (36—37% An), биотита (10—15%), небольшого варьирующего количества кварца, минералов группы эпидота и местами амфибола. Из вторичных минералов в небольшом количестве присутствуют микроклин, мусковит, хлорит, изредка кальцит и из акцессориев сфен и апатит.

В контакте плагио-микроклиновых гранитов с метадиабазами нижнего протерозоя (массив южного берега оз. Н. Куйто, восточного — оз. Нюк) образуются серые хлоритовые плагиограниты с редкими порфиroidными кристаллами микроклина. Местами эти породы заметно обогащаются сфеном, образующим мелкие, ромбоэдрические кристаллы. Н. А. Островским (1954 г.) среди них была отмечена мелкая рассеянная вкрапленность молибденита. Отдельные кристаллики молибденита были встречены ею также среди гибридных плагиогранитов, инъецирующих магнетитсодержащие гнейсы гимольской серии.

В краевых частях массивов среди гранитов обычного типа нередко появляются неправильные или линзовидные тела мелкозернистых аплитовидных разновидностей. Размер их обычно не превышает десятков квадратных метров, только местами достигая нескольких километров (северное побережье оз. Нюк, Дюков, 1947 г.).

Аплитовидные граниты, залегающие среди плагио-микроклиновых гранитов, представляют ярко-розовые породы, в основном состоящие из микроклина. Изредка среди них встречаются своеобразные порфиroidные разновидности, с крупными кристаллами темно-серого микроклина в кирпично-красной мелкозернистой основной массе. В то же время аплитовые граниты, пространственно связанные с плагиогранитами, характеризуются светло-серой (до белой) окраской и существенно плагиоклазовым составом. Приуроченность аплитовидных гранитов к зонам эндоконтакта гранитных тел позволяет рассматривать их как крайнюю фацию средне- и крупнозернистых разновидностей.

Контакты поздних гранитоидов нижнего протерозоя с гнейсами, амфиболитами и гнейсо-гранитами архея нечеткие, документирующиеся обширными зонами мигматитов. Среди последних наблюдаются все известные морфологические типы (послойные и порфиробластические мигматиты, артериты, диктиониты, агматиты, небулиты). Инъекционный материал чаще имеет пегматитовый характер. Реже это аплитовидные граниты и аплиты, образующие серию пластовых и пластово-секущих жил.

Жильная фация гранитоидов данного участка представлена аплитами, плагио-микроклиновыми пегматитами и небольшими телами кварц-полевошпатового состава. К. М. Кошицем (1932 г.) в связи

с воздействием жильных пегматитов этого комплекса отмечена грейзенизация вмещающих серицито-кварцевых сланцев, сопровождающаяся появлением в них единичных мелких кристалликов турмалина.

#### Участок озер Гимольского — Сукк-Озеро, Лубоярви, Чудз-Озеро

В окрестностях озер Гимольского, Сукк-Озеро, Лубоярви, Чудз-Озеро и к югу от них широко развиты микроклин-плагиоклазовые и плагио-микроклиновые граниты и их мигматиты как по гнейсам и гранито-гнейсам архея, так и кристаллическим сланцам гимольской серии. Резко подчиненную роль играют плагиограниты, гранодиориты и диориты, местами явно эруптирующие сланцы и магнетитовые кварциты нижнего протерозоя (гимольская серия). Несмотря на недостаточную изученность этого района в целом, при детальном исследовании отдельных участков его намечаются два комплекса кислых пород, по-видимому, отвечающие различным этапам развития нижнепротерозойского магматизма. Так, А. И. Ивановым (1954 г.) при разведке Межозерского железорудного месторождения был выделен комплекс раннеорогенных нижнепротерозойских диоритов и гранодиоритов, явно эруптирующих кристаллические сланцы гимольской серии и, в свою очередь, прорывающихся гранитами плагио-микроклинового состава. В районе оз. Сукк-Озеро породы эти слагают ряд согласных, реже согласnoseкущих тел среди магнетитовых кварцитов и вмещающих их кристаллических сланцев нижнего протерозоя. Мощность тел колеблется от долей метра до 50—60 м, длина — от десятков метров до 1,2 км. Диориты и гранодиориты, слагающие их, в основном представлены гнейсовой структурной фацией.

Диориты этого комплекса характеризуются темно-серой окраской, мелко- или среднезернистым сложением местами отчетливой пятнистостью, вызванной неравномерным распределением цветного минерала.

Гнейсовидность по биотиту местами выражена слабо, местами же настолько интенсивно, что породы эти правильнее называть гнейсодиоритами.

Структура диоритов бластогипидиоморфная и бластопризматическая, в гнейсовых разновидностях переходящая в гранобластическую. Кроме андезина (30—38%  $Ap$ ), обыкновенной роговой обманки, кварца и биотита, иногда в небольшом количестве присутствуют диопсид, микроклин, по-видимому, имеющий инъекционный характер, вторичные эпидот, цоизит, хлорит и акцессорные магнетит, сфен, апатит, турмалин и ортит. Гранодиориты отличаются от диоритов несколько более кислым плагиоклазом (22—23%  $Ap$ ) и пониженным содержанием цветного минерала, в основном представленного слабо хлоритизированным биотитом. Неправильные листочки последнего местами содержат мелкие реликтовые зерна амфибола.

В гнейсо-диоритах и гнейсо-гранодиоритах плагиоклаз ряда альбита (14—20%  $Ap$ ) обычно сильно загрязнен эпидотом, цоизитом и кальцитом. В зоне эндоконтакта он нередко нацело превращен в агрегат этих вторичных минералов. Амфибол, как правило, в той или иной степени замещен биотитом. Часто в значительном количестве в этих породах появляется вторичный, инъекционный кварц, имеющий характерное кучное распределение.

Диориты и гранодиориты местами содержат мелкую рассеянную вкрапленность пирита, пирротина и халькопирита, наиболее интен-

сивную в маломощных телах, сложенных мелкозернистыми, отчетливо гнейсовидными разновидностями. В зоне контакта с железистыми кварцитами местами наблюдается концентрация сульфидов в маломощные прожилки и небольшие гнезда в 2—3 см в диаметре.

Среди гранодиоритов района оз. Сукк-Озеро нередко встречаются небольшие участки плагиогранитов или гнейсо-гранитов, связанных с вмещающими породами рядом постепенных переходов. По морфологии, структуре и составу они аналогичны олигоклазовым гранитам массива Музозера—Щучье, которые рядом исследователей (Судиславлев, 1949 г.; Хазанович, 1947 г.) относились к магматическим образованиям архея. Намеченная аналогия позволила А. Н. Иванову (1954 г.) поставить вопрос о более молодом, нижнепротерозойском возрасте музозерских гранитов. Позднее, когда в пределах этого массива, а также в плагиогранитах района оз. Кади были встречены отдельные ксенолиты сланцев гимольской серии, это предположение получило достаточное фактическое обоснование.

Диориты и гранодиориты района оз. Сукк-Озеро часто в той или иной степени инъецированы микроклиновыми гранитами. Там, где этот процесс проявлен наиболее интенсивно, образуются вторичные метасоматические породы типа сиенито-диоритов и даже сиенитов с содержанием калиевого полевого шпата до 75—80%.

Отдельные небольшие тела диоритов и гранодиоритов, прорванных плагиоклазовыми гранитами, известны в районе озер Гимольское и Лубоярви (Хазанович, 1947 г.; Миндлина, 1948 г.).

Плагиограниты северного побережья оз. Сукк-Озеро и Лубоярви представляют серую массивную или слабо гнейсовидную породу средне-, реже крупнозернистого сложения. Изредка встречаются порфиroidные разновидности с крупными (до 2—3 см) таблитчатыми кристаллами плагиоклаза. Гнейсовидность, наиболее отчетливая в небольших пластовых телах или краевых зонах крупных тел, обусловлена параллельной ориентировкой листочков биотита, реже вытянутых кристалликов полевого шпата. Кроме плагиоклаза ряда олигоклаза (20—22% An), кварца, резко подчиненного биотита, в небольшом количестве в породе присутствуют мусковит, хлорит, серицит, эпидот, рудный минерал и акцессорные: апатит, сфен и циркон. Структура гранитов бластогранитная и гранобластическая, местами в сильно катаклазированных разновидностях бластокатакластическая. Плагиоклаз, как правило, сильно серицитизирован, нередко почти нацело замещен вторичной мелкочешуйчатой слюдкой. Биотит местами слабо хлоритизирован. В мигматизированных разновидностях этих пород в том или ином количестве появляется микроклин, обычно явно корродирующий олигоклаз.

Плагио-микроклиновые граниты данного района по структуре и составу аналогичны гранитоидам окрестностей озер Среднее и Нижнее Куйто и Нюк. Господствующим распространением пользуются здесь светло-розовые массивные, реже гнейсовидные разновидности. Местами широко развиты порфиroidные граниты, текстура которых обусловлена присутствием крупных, таблитчатых кристаллов полевого шпата в средне или мелкозернистой основной массе.

Нередко среди среднезернистых разновидностей встречаются небольшие неправильные тела пегматоидных гранитов с голубым опаловидным кварцем. По внешнему облику и характеру кварца породы эти аналогичны некоторым гранитам Северной и Восточной Карелии, про-

рывающим вулканогенную тунгудско-надвоицкую серию. Не исключена возможность, что часть плагио-микроклиновых гранитов данного района, в том числе пегматоидные разновидности их, принадлежат поздним интрузиям нижнего протерозоя, с воздействием которых связано метасоматическое изменение диоритов и гранодиоритов ранней нижнепротерозойской группы.

К. К. Хазановичем (1947 г.) в районе оз. Торос-Озеро и с. Ключиной Горы описаны аплитовидные лейкократовые граниты, почти лишенные цветного минерала.

Жильная фация гранитоидов данного района представлена плагиоклазовыми и микроклиновыми аплитами, плагиоклазовыми, плагио-микроклиновыми, микроклиновыми пегматитами и жилами кварцевого и полевошпато-турмалинового состава. Мощность пегматитовых жил колеблется от сантиметров до десятков метров, в единичных случаях достигая 100—120 м. Жильные пегматиты в основном состоят из альбит-олигоклаза, микроклина и кварца, содержание которых варьирует в широких пределах. В небольшом количестве в них присутствуют биотит, мусковит, преимущественно сосредоточенный в плагиоклазовых разновидностях, и акцессорные турмалин, апатит и изредка гранат.

В районе Межозерского железорудного месторождения А. Н. Ивановым (1954 г.) описаны грейзенизированные плагио-микроклиновые пегматиты с плагиоклазом, почти нацело превращенным в агрегат светлой мелкочешуйчатой слюдки и неправильных зерен кварца. В небольшом количестве в них присутствует молибденит, образующий мелкие чешуйки или единичные гнезда до 6—8 см в диаметре.

Химическая характеристика гранитоидов района озер Гимольское (Ключиная Гора и Сукк-Озеро) дана в табл. 28.

Таблица 28

Окислы	Гранит микроклин-плагиоклазовый	
	оз. Сукк-Озеро	Ключиная гора
	1	2
SiO <sub>2</sub>	69,25	71,41
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,31	14,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,97	3,40
FeO	1,70	1,44
MgO	1,80	1,05
CaO	1,80	2,30
Na <sub>2</sub> O	1,62	2,86
K <sub>2</sub> O	3,01	3,04
H <sub>2</sub> O	0,24	0,15
П.п.п	0,61	0,44
Сумма . .	100,62	100,54

Анализы по К. К. Хазановичу (1947 г.)

Как видно из приведенных в табл. 28 цифр, микроклин-плагиоклазовые граниты этого участка занимают промежуточное положение между нормальными гранитами щелочноземельного ряда и гранодиоритами. Для обоих образцов по сравнению со средними анализами гранитов и гранодиоритов характерно высокое содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, по-видимому, обусловленное контаминацией гранитоидов магнетитсодержащими кварцитами и амфиболовыми сланцами гимольской серии.

## Участок сс. Койкары-Костомукса — оз. Сям-Озеро

На западном побережье озер Пял-Озеро, Сунд-Озеро, к югу от Совд-озера, в районе сел Костомукса, Хаутовара, оз. Сям-Озеро, плагио-микроклиновые граниты, плагиограниты, гранодиориты и диориты слагают ряд тел, в основном тяготеющих к зоне контакта между гнейсогранитами архея и кристаллическими сланцами нижнего протерозоя. Те же гранитоиды местами обнажаются в замках антиклинальных структур, сложенных осадочно-эффузивными образованиями среднего протерозоя. Необходимо отметить, что нижнепротерозойский возраст этих пород не всегда устанавливается достаточно достоверно. Так, с несомненностью к магматическим образованиям протерозоя могут быть отнесены гранитоиды, развитые к западу от озер Сунд-Озеро—Пял-Озеро, к северу от оз. Линдозера, по левобережью р. Суны, эруптирующие и мигматизирующие нижнепротерозойские осадочно-эффузивные образования районов сел Койкары, Юстозера, Костомуксы, Хаутовары и Чалка. В то же время обширное гранитное поле, расположенное между этими участками, по-видимому, представляет сложный комплекс, образованный при внедрении гранитоидов протерозоя в граниты и гнейсограниты архея, местами вскрытые эрозией в замках антиклинальных складчатых структур. Из данного комплекса нами исключаются только диориты и гранодиориты района Чалка—Хаутовара—Шот-Озеро, вероятно, представляющие ранние интрузии нижнего протерозоя. Кроме того, В. А. Перевозчиковой (1956 г.) выделяются плагио-микроклиновые граниты северо-западного побережья оз. Сям-Озеро, весьма условно относимые ею к поздним интрузиям нижнего протерозоя.

Диориты и гранодиориты ранней нижнепротерозойской группы в основном сосредоточены в зоне Чалка—Хаутовара—Шот-Озеро. Здесь они образуют ряд небольших тел площадью от долей километра до 50 км<sup>2</sup>, в общем подчиненных субмеридиональной складчатой структуре нижнепротерозойских осадочно-эффузивных толщ. Стратиграфическое положение этих пород устанавливается по наличию эруптивных контактов их с кристаллическими сланцами, плагиопорфирами и метадиабазами парандовской серии, по эрупции диоритов габбро-норитами массива Кивач и присутствию жил плагио-микроклиновых пегматитов и гранитов как в габбро-норитах, так и вмещающих их диоритах.

Чалкинский массив, приуроченный к зоне контакта между гнейсогранитами архея и супракрустальными образованиями нижнего протерозоя, представляет линзовидное тело площадью около 50 км<sup>2</sup> пластово-секущее относительно субмеридиональной складчатой структуры вмещающих пород (Миндлина, 1940 г.). Диориты, слагающие его, представлены двумя разновидностями. Господствующим распространением пользуются амфиболовые диориты, приуроченные к центральной части интрузивного тела. Это темно-серые средне- или крупнозернистые массивные породы. Местами наблюдается отчетливая трахитоидность по плагиоклазу, ориентированная в северо-западном направлении параллельно длинной оси массива. Как правило, хорошо выражена гипидиоморфная структура. Плагиоклаз ряда андезита (33—35% An), местами имеющий зональное строение, обычно несколько загрязнен серицитом. Амфибол, представленный бледно окрашенной обыкновенной роговой обманкой, слабо замещен биотитом. В небольшом количестве в породе присутствуют кварц, вторичный, развивающийся по плагиоклазу микроклин, эпидот и акцессорные: апатит, сфен и циркон.

В краевой зоне массива развиты серые мелкозернистые биотитовые разновидности. Обычно хорошо выражена гнейсовидность, обусловленная ориентировкой узких, линзовидных скоплений слюды параллельно плоскости контакта. В южной части массива в диоритах включены многочисленные ксенолиты зеленых сланцев, превращенных в биотит-амфиболовые гнейсы. Вмещающие метадиабазы и сланцы в зоне экзоконтакта приобретают роговиковую структуру и местами обогащаются гранатом. В метадиабазе наблюдается перекристаллизация плагиоклаза с изменением состава его от альбита до андезина. Здесь же диориты пересекаются маломощными жилами серовато-розового плагио-микроклинового гранита. В контакте с последними широкое развитие процессов щелочного и кварцевого метасоматоза приводит к превращению диоритов во вторичные гранодиориты и изредка в амфиболовые граниты.

К юго-востоку от массива метадиабазы и зеленые сланцы нижнего протерозоя пересечены рядом жил диорит-порфира мощностью от 20 см до десятков метров. Это серая мелкозернистая, порфировидная порода, в основном состоящая из зонального плагиоклаза ряда андезина (32—45% An) и биотита, содержание которого резко возрастает в зоне эндоконтакта. В небольшом количестве в ней присутствуют эпидот, цоизит, кальцит, рудный минерал, сфен, апатит, местами кварц и микроклин, преимущественно имеющие инъекционный характер. В участках, обогащенных этими вторичными минералами, наблюдается преобразование андезиновых диорит-порфиров в альбитовые разновидности. По мнению А. А. Миндлинной (1948 г.), диорит-порфиры описываемого района, по положению в разрезе, составу и структуре аналогичные диоритам Чалкинского массива, представляют жильную фацию их.

В зоне Хаутовара—Шот-Озеро гранитоиды данного комплекса слагают ряд небольших тел. Наиболее изученным среди них является Хаутоварский массив. Это удлиненное тело площадью около 12 км<sup>2</sup>, приуроченное к ядру антиклинали, сложенной метадиабазами, метагаббро-диабазами и плагиопорфиритами парандовской серии. В общем оно подчинено субмеридиональной складчатой структуре вмещающих пород, но на отдельных участках контакты его являются секущими, местами осложненными рядом тупых апофиз (рис. 51). Краевая часть массива представлена гранодиоритами, в непосредственном контакте с вмещающими метадиабазами, обычно переходящими в амфиболовые кварцевые диориты. Центральная часть его сложена окварцованными, серицитизированными плагиоклазовыми и плагио-микроклиновыми гранитами с отдельными участками диоритового и гранодиоритового состава. Мелкозернистые диориты краевой зоны по структуре и составу близки к породам Чалкинского массива. Гранодиориты представляют серые средне- или крупнозернистые породы, местами отчетливо порфировидные. Нередко хорошо выражена трахитоидность по плагиоклазу, обусловленная ориентировкой кристаллов его параллельно плоскости контакта. Структура этих пород гранитовидная или гипидиоморфная, часто с налагающейся катакластической. Кроме олигоклаза (27—28% An), в той или иной степени замещенного альбитом и эпидотом резко подчиненного микроклина, микроклин-пертита и кварца (15—20%), в небольшом количестве в них присутствуют вторичные биотит, хлорит, изредка амфибол, отдельные зерна кальцита, местами рассеянная вкрапленность пирита и акцессорные апатит, сфен, циркон и ортит.

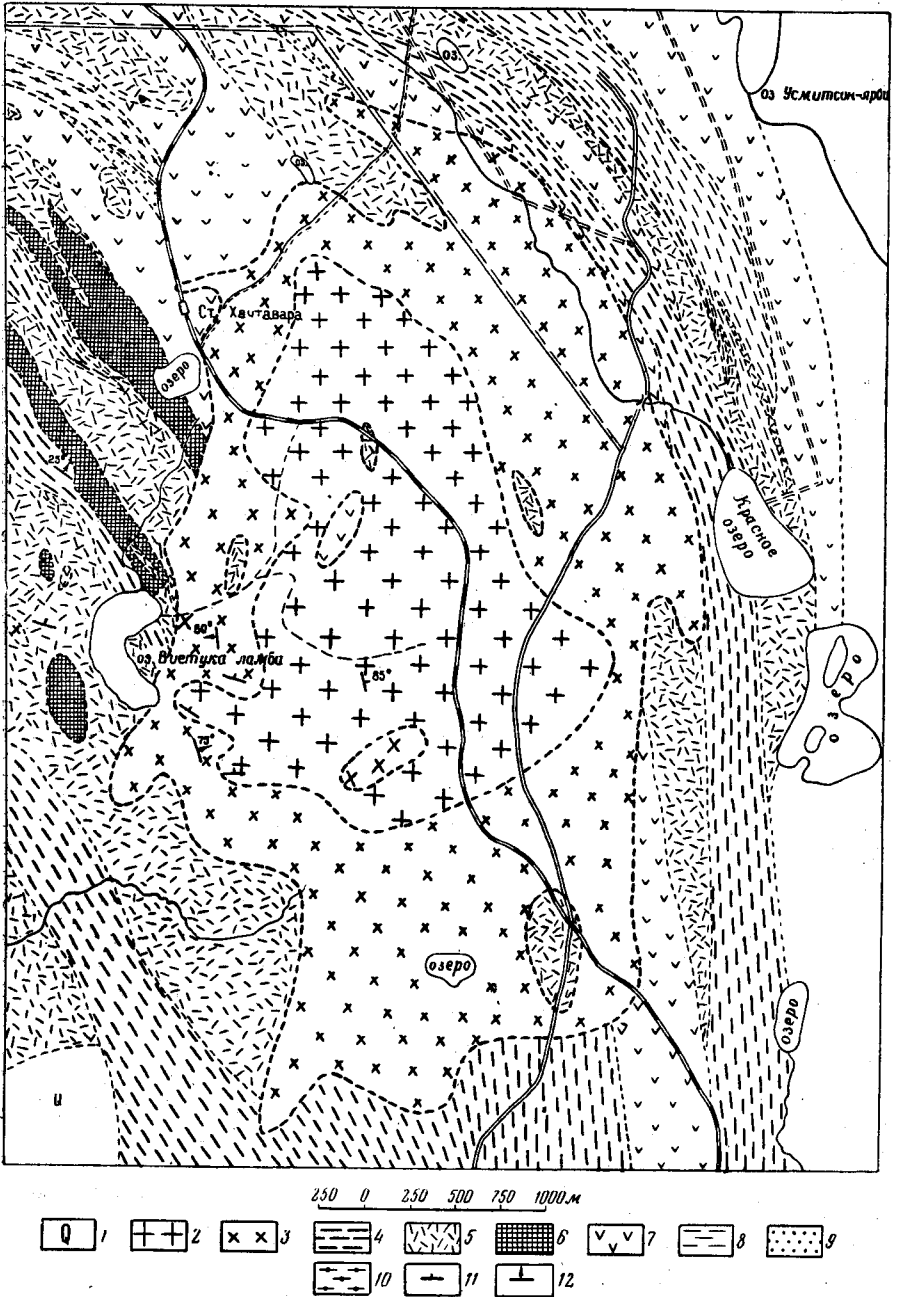


Рис. 51. Геологическая карта Хаутоварского гранитного массива (по С. Э. Бреслер и Е. П. Молотковой, 1956 г.)

1 — четвертичные отложения; 2 — плагио-микроклиновые, микроклин-плагиоклазовые граниты и связанные с ними пегматиты; 3 — гранодиориты; 4 — плагиопорфиры, кварцевые порфиры, диоритовые порфиры и плагиопорфиroidы; 5 — метагаббро, метагаббро-диабазы; 6 — метапироксениты; метаперидотиты, серпентиниты и связанные с ними хлорито-актинолитовые, серпентино-хлоритовые и другие сланцы; 7 — метадиабазы, метапорфириты; 8 — графито-серпичито-кварцевые, серпичито-графито-кварцевые и графитистые филлитовидные сланцы с прослоями амфиболовых кварцитов; 9 — полосатые биотито-амфиболовые кварциты с прослоями гранато-амфиболовых, графитистых сланцев и пророксовых (скарновых) пород; 10 — амфиболовые и гранато-биотито-амфиболовые сланцы, сланцеватые и порфиробластовые амфиболиты (осадочные, частично ортосланцы); 11 — сланцеватость; 12 — гнейсовидность

Плаггио-микроклиновые граниты, слагающие центральную часть массива, представляют светлую, розовато-серую массивную породу, обычно имеющую мелкозернистое строение. Содержание микроклина нередко достигает 50—70%, содержание плагиоклаза снижается до 15—30%. Суммарное количество цветных минералов не превышает 5—10%.

Необходимо отметить, что генезис этих пород различными исследователями трактуется различно. Так, Т. Л. Гольдбурт (1950 г.) породы рассматриваются как типичные граниты по времени образования несколько более поздние, чем диориты и гранодиориты. По представлениям Г. О. Глебовой-Кульбах (1955 г.), это те же гранодиориты, в которых первичный плагиоклаз почти нацело замещен вторичным, метасоматическим микроклином.

В зоне Хаутовара — Шот-Озеро метадиабазы и метагаббро-диабазы нижнего протерозоя пересечены системой жил мелкозернистых гранодиоритов, редко кварцевых диоритов, по-видимому, представляющих жильную фацию этого магматического комплекса. Очевидно, несколько более поздними дифференциатами его являются жильные гранит-порфиры, секущие гранодиориты Хаутоварского массива.

Химическая характеристика гранитоидов Хаутоварского массива приведена в табл. 29.

Таблица 29

Окислы	Диориты	Гранодиориты	
SiO <sub>2</sub>	57,20	65,86	70,54
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,50	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,04	14,93	13,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,24	1,82	1,35
FeO	5,26	2,58	2,17
MnO	0,17	0,09	0,04
CaO	5,85	2,86	2,14
MgO	4,29	1,72	1,06
Na <sub>2</sub> O	3,15	4,00	3,30
K <sub>2</sub> O	4,00	4,60	5,20
П.п.п	0,93	0,96	0,62
Сумма . . .	99,86	99,92	99,85

Анализы по Г. О. Глебовой-Кульбах (1958 г.)

Как видно из табл. 29, данные породы относятся к умеренно кислому типу. При формировании их, очевидно, значительную роль играли процессы гибридизации и контаминации кислой магмы материалом вмещающих основных пород. Высокое содержание щелочей, в особенности K<sub>2</sub>O, необычное для комплекса диоритов-гранодиоритов, по-видимому, обусловлено широким развитием здесь явлений щелочного метасоматоза. По составу тяжелой фракции породы Хаутоварского массива относятся к сферновому типу с заметной примесью эпидота, циркона, пирита, турмалина, граната и шеелита (Глебова-Кульбах, Лобач-Жученко, 1958 г.).

Немногочисленными спектральными анализами в плаггио-микроклиновых гранитах и диоритах этого массива установлено несколько повышенное содержание бериллия и в единичных пробах галлия и лантана (Глебова-Кульбах, 1950 г.).



Гранитоиды, несомненно принадлежащие к магматическим образованиям нижнего протерозоя, известны в районах озер Сунд-Озеро — Пял-Озеро, северного побережья оз. Линдозеро и по левобережью р. Суны. Стратиграфическое положение их устанавливается по наличию эруптивных контактов с осадочно-эффузивными образованиями парандовской серии и появлению гибридных плагиогранитов или гранодиоритов в зоне эндоконтакта. Господствующим распространением пользуются плагио-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые разновидности. В центральных частях интрузивных тел они обычно массивные. В краевой зоне, как правило, появляется гнейсовидность и местами грахитоидность, обусловленная субпараллельной ориентировкой полевого шпата.

Местами среди плагио-микроклиновых гранитов обычного типа обособляются небольшие штокообразные, линзообразные или неправильные тела пегматоидного характера размером до десятков квадратных метров. В зоне сс. Чалка — Масельга с такими пегматоидными гранитами генетически связано пирротино-пиритовое оруденение, частично мигрировавшее во вмещающие сланцы, частично же приуроченное к зонам дробления в материнских породах (Миндлина, 1949 г.).

К северу от с. Улялеги Ю. С. Желубовским (1939 г.) среди гранитов обычного типа описаны мясокрасные существенно микроклиновые разновидности по составу близкие к граносиенитам.

Влияние плагио-микроклиновых гранитов на вмещающие породы проявляется главным образом в широком развитии явлений щелочного и кварцевого метасоматоза. В результате этих процессов происходит биотитизация метадиабазов, фельдшпатизация кристаллических сланцев и интенсивная мигматизация гнейсов и гранито-гнейсов архея с образованием по ним порфиروبластических, послонных и других мигматитов. В зоне контакта с метадиабазами и метагаббро-диабазами (ортоамфиболитами) плагио-микроклиновые граниты обычно сменяются плагиогранитами и гранодиоритами.

Немногочисленными пока спектральными анализами в этих гибридных породах установлено несколько повышенное содержание бериллия, изредка циркония и в единичных случаях лантана (Бреслер и др. 1956 г.).

Весьма условно к поздним интрузиям нижнего протерозоя В. А. Перевозчиковой (1958 г.) относятся плагио-микроклиновые граниты северного побережья оз. Сям-Озеро, с воздействием которых, по-видимому, связано появление маломощных гранитных и пегматитовых жил в габбро-норитах массива Кивач.

Жильная фация нижнепротерозойских гранитоидов этого района представлена гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами, пегматитами, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами. Жильные плагиоклазовые, плагио-микроклиновые граниты и гранит-порфиры по структуре и составу близки к соответствующим материнским породам. В жильных гранодиоритах, пересекающих зеленые сланцы и метадиабазы нижнего протерозоя, отдельными спектральными анализами установлено несколько повышенное содержание бериллия (Яковлева 1956 г.). Среди пегматитов, пересекающих комплекс нерасчлененных гранитоидов и метадиабазов парандовской серии, А. А. Миндиной (1949 г.) в зоне сс. Чалка — Масельская выделяются следующие разновидности: лишенные слюды плагио-микроклиновые пегматиты, образующие небольшие жилы в материнских гранитах; мусковитовые плагио-микроклиновые пегматиты, дающие жилы и линзовидные тела мощ-

ностью до 40 м в зеленых сланцах и метадиабазам нижнего протерозоя; плагио-микроклиновые пегматиты с пирротином и пиритом, по-видимому, представляющие апофизы небольших тел, сложенных рудосодержащими пегматоидными гранитами. С маломощными кварцевыми жилами, выполняющими систему мелких неправильных трещин, местами связаны рудопроявления полиметаллов и молибдена.

#### Участок северного и западного побережья оз. Сег-Озеро

В пределах этого участка гранитоиды протерозоя, представленные комплексом плагио-микроклиновых гранитов, плагиогранитов и гранодиоритов, слагают ряд небольших тел в контактах между гнейсами архея и осадочно-эффузивными образованиями нижнего протерозоя или же в замках антиклинальных складок среди покровных протерозойских толщ. Размер их колеблется от нескольких квадратных километров до 150 км<sup>2</sup>. Несмотря на то что данные тела в общем подчинены направлению северо-западной складчатой структуры вмещающих пород, в ряде пунктов они секут ее под различными углами.

Возрастное положение гранитоидов этого участка определяется эруптивными соотношениями их с кристаллическими сланцами парандовской и метадиабазами тунгудско-надвоицкой серий, позволяющими рассматривать данные породы как поздние интрузии нижнего протерозоя.

Таковы граниты северного и западного побережья оз. Сег-Озеро, восточного берега озер Сонозеро и Руг-Озеро и ряда других мест. Наряду с этим встречаются тела гранитоидов, по-видимому, представляющих архейское гнейсо-гранитное основание, мигматизированное и омоложенное в протерозойское время. Согласно данным В. А. Перевозчиковой (1947 г.), А. А. Миндлиной (1947 г.) и К. О. Кратца (1949 г.), такими не поддающимися расчленению гранитоидами архея и нижнего протерозоя являются гранитные тела северного побережья Маслозера и западного побережья системы озер Руг-Озеро и Евж-Озеро.

Ниже для примера приведено описание Западного Сегозерского массива, хорошо изученного В. И. Шмыгалевым (1940 г.). Это несколько удлиненное тело площадью около 150 км<sup>2</sup>, приуроченное к зоне контакта между гнейсами архея и осадочно-эффузивными образованиями парандовской серии. Западный контакт его с породами архейского основания почти полностью перекрыт кварцитами, кварцито-песчаниками и метадиабазами среднего протерозоя. Судя по соотношению внутренней структуры массива с гнейсовидностью вмещающих гнейсов, он, по-видимому, является пластово-секущим. В участках, доступных наблюдению, переходы от гранитов протерозоя к гнейсам архея осуществляются через промежуточную зону мигматитов значительной мощности. Восточный контакт массива с филлитовидными и зелеными сланцами нижнего протерозоя (парандовская серия) явно секущий; осложненный рядом крупных клиньев апофиз. Граниты в зоне контакта содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород различной величины и формы.

Граниты этого массива в основном состоят из альбита (1—9% Ап), микроклин-пертита, кварца, небольшого количества биотита, вторичных эпидота, цоизита, хлорита и аксессуарных: рудного минерала (пирит), сфена и апатита. Широким распространением пользуются порфирированные разновидности с крупными кристаллами плагиоклаза (реже микро-

клина), обычно отчетливо ориентированными параллельно оси интрузивного тела. В краевой зоне массива широко развиты полосатые разновидности, характеризующиеся параллельным чередованием пропластков с различной крупностью зерна или же различным содержанием главных минеральных компонентов.

Граниты этого массива характеризуются отчетливой гипидиоморфной структурой, обусловленной призматическим развитием плагиоклаза. Кристаллы последнего, как правило, сильно каолинизированные, серицитизированные и сосюртитизированные, обычно с краев обрастают узкой каймой вторичного, прозрачного альбита. Местами наблюдается разьедание плагиоклаза микроклином, сопровождающееся образованием прерывистой оторочки мирмекита.

В зоне контакта с гнейсами архея граниты приобретают гранобластическую структуру и заметно обогащаются биотитом. Вблизи контакта с зелеными сланцами и филлитами парандовской серии они обедняются кварцем, микроклином и одновременно обогащаются плагиоклазом и цветным минералом, переходя в гибридные гнейсовидные гранодиориты. Плагиоклаз представлен здесь андезином (32—34% An). Наряду с биотитом, в том или ином количестве появляется обыкновенная роговая обманка, содержание которой местами достигает 20%. Зерна амфибола, изредка включающие реликты моноклинового пироксена, обычно замещаются биотитом и хлоритом.

Жильная фация гранитоидов Западного Сегозерского массива представлена плагио-микроклиновыми пегматитами, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами. Крупные жилы пегматита мощностью до десятков метров ориентированы в направлении близком к меридиональному, параллельно трахитоидности материнских пород или гнейсовидности вмещающих гнейсов архея. Кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы, залегающие среди филлитов, приурочены к трещинам отдельности. В некоторых из них в небольшом количестве присутствует пирит, образующий рассеянную вкрапленность или небольшие линзовидные агрегаты.

Плагио-микроклиновые граниты, слагающие ряд небольших тел на северном побережье Сег-Озеро, в районе Сяргозеро, на восточном побережье Руг-Озеро и Елм-Озеро, отличаются от гранитоидов Западного Сегозерского массива несколько более лейкократовым характером и широким развитием массивных разновидностей. Характерной особенностью их является присутствие мелких зерен голубоватого опаловидного кварца. В ряде пунктов в связи с данными гранитами известна незначительная рудная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом, редко галенитом и сфалеритом, обычно приуроченными к мелким жилкам кварцевого и кварц-карбонатного состава. Реже наблюдается вкрапленность их в массе материнской породы. В зоне контакта с метадиабазами тунгудско-надвоицкой серии плагио-микроклиновые граниты обычно сменяются серыми мелко- или среднезернистыми плагиогранитами и гранодиоритами. В районе оз. Венг-Озеро такие гибридные гранодиориты нацело слагают небольшие тела, прорывающие осадочно-эфузивные образования нижнего протерозоя.

По представлениям В. И. Шмыгалева (1940 г.), гипабиссальной фацией плагио-микроклиновых гранитов данного района являются альбитофиры, прорывающие метадиабазы нижнего протерозоя и перекрывающиеся базальными конгломератами среднего протерозоя. Эти породы, слагающие северо-западную часть о-ва Сондал-острова, харак-

теризуются темно-серой окраской и порфиroidной текстурой, обусловленной присутствием узких кристаллов альбита и линзовидных агрегатов кварца в мелкозернистой кварц-полевошпатовой основной массе. В небольшом количестве в них присутствуют микроклин, биотит, серицит, цоизит, карбонат, рудный минерал, сфен и апатит.

Позднее аналогичные породы были описаны В. А. Перевозчиковой (1947 г.) в районе оз. Ходжозеро, где они образуют ряд жил среди метадиабазов тунгудско-надвоицкой серии.

#### Участок водораздела между оз. Сег-Озеро — Онежское озеро

На водоразделе между озерами Онежским и Сег-Озеро плагио-микроклиновые граниты и подчиненные им плагиограниты в основном приурочены к ядрам антиклинальных поднятий, разделенных узкими синклинальными зонами нижнепротерозойских осадочно-эффузивных толщ. Здесь они образуют обширные поля мигматитов по гнейсам и гнейсогранитам архея, в меньшей степени по сланцам и метадиабазам нижнего протерозоя. Кристаллические образования архея обычно настолько гранитизированы и реоморфизованы, что отделить их от более молодых мигматизирующих гранитов, как правило, не представляется возможным. Вследствие этого обширные площади распространения плагио-микроклиновых гранитов и их мигматитов данного района показаны нерасчлененными гранитоидами поздней архейской—нижнепротерозойской группы (1<sub>2-3</sub>). Кроме этого сложного комплекса, здесь известны диориты и гнейсо-диориты, по аналогии с породами Чалкинского массива отнесенные нами к ранним интрузиям нижнего протерозоя, и поздние плагиоклазовые и плагио-микроклиновые граниты, прорывающие метадиабазы, метамандельштейны и метапорфириты тунгудско-надвоицкой серии.

Плагио-микроклиновые граниты нерасчлененного комплекса представляют розовые или серовато-розовые породы среднезернистого, реже крупнозернистого сложения. Текстура их варьирует от массивной до гнейсовидной и полосчатой, обусловленной наличием реликтовых тел архейских гнейсов и гранито-гнейсов, в той или иной степени измененных процессами метасоматоза. Относительно широко развиты порфиroidные разновидности с крупными зёрнами микроклина и более мелкими удлинёнными кристаллами плагиоклаза в среднезернистой основной массе. Структура этих пород гранитная, бластогранитная или гранобластическая, нередко с налагающейся катакlastической. Кроме альбит-олигоклаза (12—30% An) микроклина или микроклин-пертита и кварца, содержание которых варьирует в широких пределах, в небольшом количестве в них присутствуют биотит, мусковит, вторичные: серицит, хлорит, эпидот, цоизит, акцессорные: апатит, сфен, редко циркон, ортит и рудные: титаномагнетит, пирит, халькопирит, изредка молибденит, галенит, сфалерит. В протоlochках из нерасчлененных гранитоидов южного побережья оз. Сег-Озеро отмечены единичные знаки монацита, арсенипирита, церуссита, вульфенита и торита (Зильбер, 1955 г.).

Содержание вторичных минералов обычно возрастает вблизи контакта с амфиболитами, метадиабазами и зелеными сланцами парандовской серии. Местами порода приобретает здесь зеленоватый оттенок, обусловленный интенсивной хлоритизацией биотита и сосюритизацией плагиоклаза. В узких, локальных зонах катаклаза и милонитизации граниты интенсивно гранулированы и залечены вторичной мелкоchешуй-

чатой слюдкой и кварцем. Нередко в них появляется карбонат, содержание которого местами достигает 5—8%. Процессы окварцевания и ослюденения наиболее интенсивно проявлены вблизи контактов с телами поздних нижнепротерозойских гранитов. С воздействием последних, по-видимому, связано некоторое обогащение молибденитом, преимущественно концентрирующимся на плоскостях рассланцевания и в зальбандах кварцевых жил, секущих катаклазированные породы (Михайлюк, 1956 г.). На южном побережье оз. Сег-Озеро, в среднем течении р. Санды и ряде других мест плаггио-микроклиновые граниты в контактах с зелеными сланцами и ортоамфиболитами (метагаббро-диабазами) нижнего протерозоя сменяются плаггиогранитами или гранодиоритами. В контактах с метагаббро-диабазами местами наблюдается образование непрерывной метасоматической серии, начиная от лейкократовых полевошпатовых амфиболитов, через биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гранито-гнейсы к плаггио-микроклиновым гранитам обычного состава.

Кроме гибридных гранодиоритов, появление которых несомненно связано с процессами контаминации, в пределах описываемого района известны однородные биотитовые диориты и гнейсо-диориты, слагающие ряд узких пластообразных тел среди осадочно-эффузивных образований парандовской серии и гранитоидов нерасчлененного комплекса. Мощность этих тел, строго подчиненных субмеридиональной складчатой структуре вмещающих пород, колеблется от десятков метров до 1—1,5 км, длина — от сотен метров до 5—7 км. Диориты данного комплекса по структуре и составу близки к диоритам Чалкинского массива. Гнейсо-диориты характеризуются широким развитием вторичных бластических структур и процессов щелочного и кварцевого метасоматоза, местами приводящих к появлению вторичных гранодиоритов. Породы эти, залегающие среди метадиабазов парандовской серии, рассматриваются нами как раннеорогенные интрузии нижнего протерозоя. Что касается диоритов, приуроченных к гранитоидам нерасчлененного комплекса, стратиграфическое положение их неясно. Не исключена возможность что они, также как и часть вмещающих плаггио-микроклиновых гранитов, относятся к магматическим образованиям архея.

Поздние гранитоиды нижнего протерозоя образуют ряд небольших тел в окрестностях с. Карташи, озер Палаламби и Орех-Озеро и к северо-западу от оз. Кумч-Озеро. Это малые интрузии трещинного типа, местами явно секущие складчатую структуру вмещающих пород (Михайлюк, 1956 г., Глебова-Кульбах, 1958 г.). Стратиграфическое положение их устанавливается по наличию эруптивных контактов с диоритами ранней нижнепротерозойской группы, осадочно-эффузивными образованиями парандовской серии, покровами метадиабазов тунгудско-надвоицкой серии и наличию галек этих пород в базальных конгломератах среднего протерозоя. Характерной особенностью данных гранитов, отличающей их от других гранитоидов нижнего протерозоя, является отсутствие контактных ареалов мигматизации. Активное воздействие их на вмещающие породы проявляется в появлении среди последних системы секущих пегматитовых и кварц-полевошпатовых жил различной величины и формы и интенсивной эпидотизации и биотитизации метадиабазов и зеленых сланцев в зоне экзоконтакта.

Карташский массив, приуроченный к ядру антиклинали в зеленокаменных эффузивах нижнего протерозоя, представляет собой крутопадающее линзовидное тело площадью около 15 км<sup>2</sup>. При общем за-

легании согласно северо-западной складчатой структуре вмещающих пород, на отдельных участках контакты его являются секущими, осложненными рядом узких апофиз (рис. 52). В краевой части массива содержатся мелкие ксенолиты зеленых сланцев и метадиабазов, имеющих выдержанное северо-западное простирание и крутое (до вертикального) падение.

Массив в основном сложен плагио-микроклиновыми гранитами, только в контактах с метадиабазами переходящими в плагиограниты и гранодиориты. Это красные или ярко-розовые массивные породы средне- или крупнозернистого сложения. В зоне эндоконтакта местами появляются порфириовидные разновидности, текстура которых обусловлена присутствием крупных, таблитчатых кристаллов плагиоклаза, реже микроклин-пертита в среднезернистой основной массе. Кроме микроклина, альбит-олигоклаза (13—15% An), в той или иной степени замещенного серицитом, и кварца, в небольшом количестве (7—10%) в них присутствует слабо хлоритизированный биотит, магнетит, эпидот, и цоизит. Среди аксессуарных минералов преобладают флюорит и циркон, изредка встречаются рутил, ортит и, в единичных случаях, ксенотим. В составе рудной фракции отмечены пирит, халькопирит и молибденит. Микроклин, развитый в виде мелких изометричных зерен, часто содержит пойкилитовые вроски кварца и плагиоклаза. Структура этих пород преимущественно гранитная, местами с налегающей катакласической. Зоны дробления обычно залечены мелкозернистым гидротермальным кварцем, местами в сочетании с мусковитом.

Жильная фация гранитов Карташского массива представлена плагио-микроклиновыми пегматитами, в основном сосредоточенными в диоритах и гранитах нерасчлененного комплекса и маломощными (0,1—0,2 м) кварц-полевошпатовыми жилками, концентрирующимися в метадиабазам и зеленых сланцах нижнего протерозоя.

По представлениям Е. М. Михайлюк (1956 г.), к поздним интрузиям нижнего протерозоя относятся массивные плагиограниты окрестностей с. Палаламби, образующие небольшое (6 км<sup>2</sup>) пластово-секущее тело среди зеленых сланцев и метадиабазов парандовской серии, а также пегматоидные плагио-микроклиновые граниты окрестностей оз. Орех-Озеро и северо-западного побережья оз. Кумч-Озеро. Пегматоидные граниты слагают мелкие (до 500 м) неправильные или линзовидные тела среди диоритов, нерасчлененных гранитоидов (поздних архейских—нижнепротерозойских) и метадиабазов нижнего протерозоя (рис. 53). Это серые или розовато-серые массивные породы пегматоидной, местами блоковой, изредка графической структуры. Полевой шпат, образующий правильные таблитчатые кристаллы длиной до 20—30 см, обычно несколько серицитизирован. Количественные соотношения между микроклином или микроклин-пертитом и альбитом (12% An) варьируют в значительных пределах, в зависимости от характера вмещающих пород. В гранитах, залегающих среди диоритов и гранитоидов нерасчлененного комплекса, преобладает калиевый полевой шпат, в разновидностях, приуроченных к метадиабазам и зеленым сланцам нижнего протерозоя, содержание его несколько уступает плагиоклазу. В отдельных участках площадью до 100 м<sup>2</sup> породы эти сильно грейзенизированы. Полевые шпаты в них местами нацело замещены чешуйчатым мусковитом, мелкозернистым кварцем и вторичным альбитом.

В небольшом количестве здесь появляются турмалин, пирит, халькопирит и шеелит. В узких зонах, по-видимому, являющихся путями

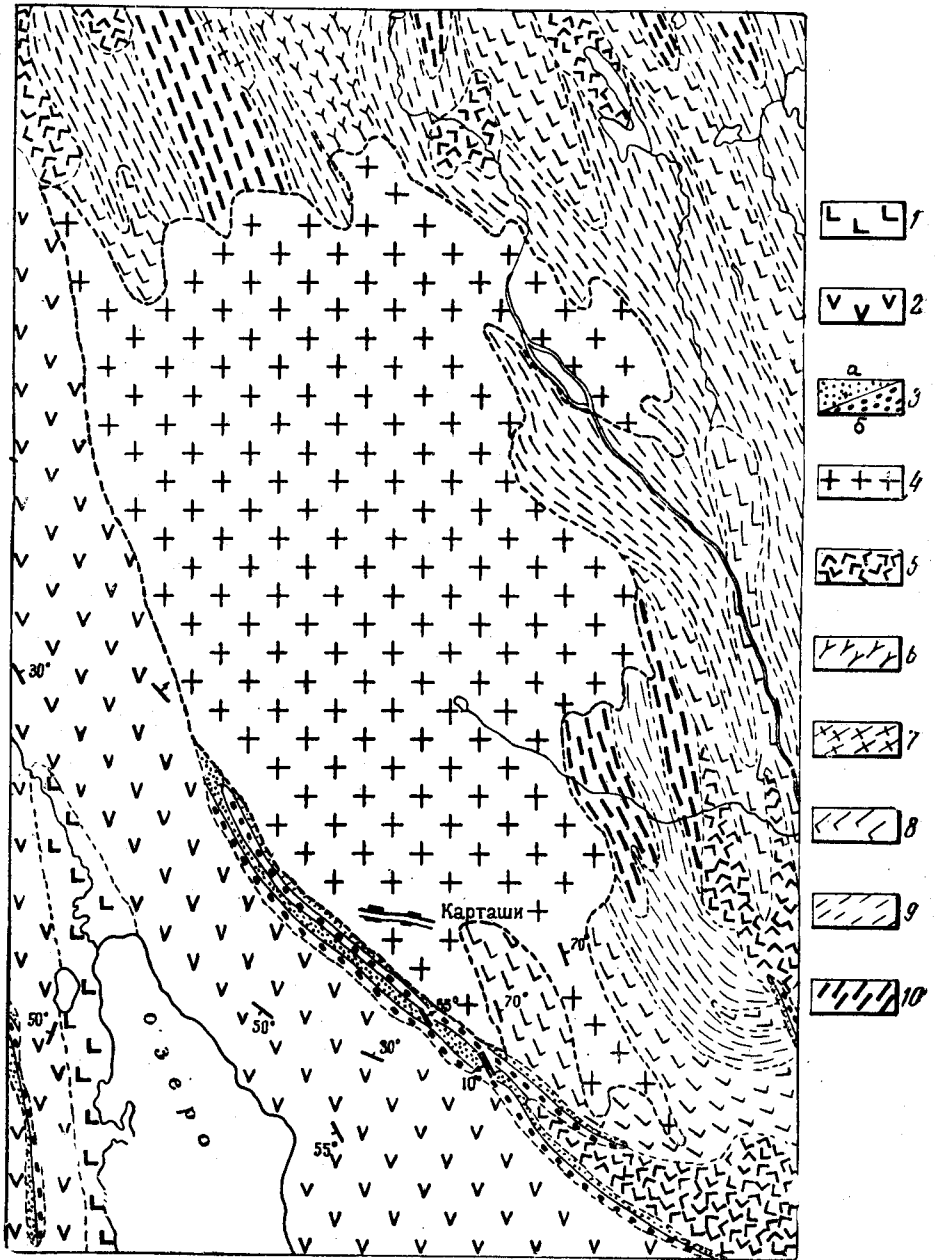


Рис. 52. Геологическая карта Карташского массива (по Е. М. Михайлюк, 1956)

Средний протерозой: 1 — мегааббро-диабазы; 2 — метадиабазы; 3а — кварциты, 3б — кварцито-песчаники. Нижний протерозой: 4 — порфировидные плагио-микроклиновые граниты (поздние нижнепротерозойские), 5 — метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны; 6 — плагио-микроклиновые граниты (ранние нижнепротерозойские, частично более древние); 7 — диориты, гнейсо-диориты (ранние нижнепротерозойские, возможно частично более древние); 8 — метадиабазы, полевошпатовые амфиболиты; 9 — зеленые сланцы; 10 — сланцеватые амфиболиты

проникновения грейзенизирующих растворов, развивается черный, грубошешуйчатый биотит.

Небольшие тела гранитоидов протерозоя известны на южном побережье оз. Сег-Озеро, вдоль юго-западного обрамления Кумсинской синклинали и в центральной ее части. Это граниты района сс. Чебино — Келдовара и оз. Маткозеро, прорывающие и метаморфизующие метадиабазы и метамандельштейны синклиналиной зоны. В данном томе они рассматриваются как поздние интрузии нижнего протерозоя. В то же время Л. Я. Харитоновым (1956 г.), относящим зеленокаменные эффузивы Кумсинской зоны к сегозерской серии, эруптирующие их гранитоиды трактуются как более молодые внутрикарельские (постсегозерские). Эти породы характеризуются массивным сложением, серой или розовато-серой окраской, плагиоклазовым, реже микроклин-плагиоклазовым составом, очевидно, обусловленным процессами контаминации кислой магмы материалом вмещающих основных пород. На отдельных участках встречаются порфириовидные разновидности с крупными таблитчатыми кристаллами олигоклаза и более мелкими зернами голубоватого опаловидного кварца в среднезернистой основной массе. Порфириовидные кристаллы полевого шпата местами отчетливо ориентированы в субширотном и северо-западном направлении, параллельно контактам интрузивных тел и общему направлению складчатости Кумсинской синклиналиной зоны. Нередко граниты отчетливо катаклазированы и по трещинам залечены зернистым гидротермальным кварцем.

По-видимому, к этой же группе относятся порфириовидные граниты окрестностей с. Карельская Масельга, района с. Листе Губа и некоторых других мест, характеризующиеся присутствием крупных зерен голубоватого опаловидного кварца. По представлению М. Е. Зильбера (1956 г.), с ними связано бедное свинцово-цинковое и молибденовое оруденение.

Жильная фация гранитоидов этого района, разделение которой пока невозможно, представлена пегматоидными микроклиновыми (реже плагиоклазовыми) гранитами, гранодиорит-аплитами, аплитами, пегматитами, жилами кварц-полевошпатового и кварцевого состава. По-видимому, сюда же относятся гранит-порфиры, образующие небольшие тела среди нерасчлененных гнейсо-гранитов района оз. Кумч-Озеро.

Микроклиновые граниты, местами переходящие в граносиениты, описаны Ю. С. Желубовским (1935 г.) и М. Е. Зильбером (1954 г.) на южном побережье оз. Сег-Озера и к востоку от него. Здесь они образуют отдельные жилы мощностью до 1 м, или небольшие (до 2×4 м)

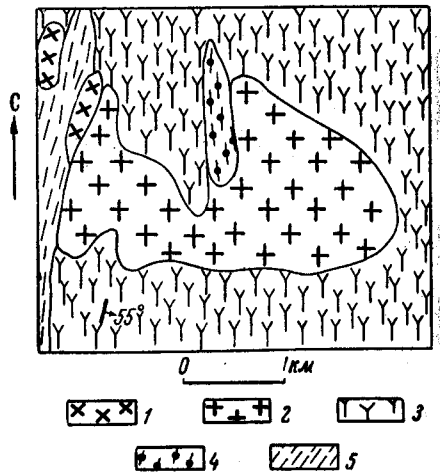


Рис. 53. Секущее тело поздних нижнепротерозойских гранитов в нерасчлененных гранитоидах плагиомикроклинового состава (по Е. М. Михайлюк, 1956)

1 — пегматоидные граниты; 2 — порфириовидные плагио-микроклиновые граниты (поздние нижнепротерозойские); 3 — плагио-микроклиновые граниты (ранние нижнепротерозойские, частично более древние); 4 — мигматиты ранних нижнепротерозойских гранитов; 5 — зеленые сланцы



линзовидные тела среди среднезернистых плагио-микроклиновых разновидностей. Это ярко-розовые, массивные породы, в основном состоящие из микроклина или микроклин-пертита, резко подчиненного кварца и альбита. В небольшом количестве в них присутствуют мусковит и изредка эпидот.

Микроклиновые аплиты по составу аналогичны гранитам, краткая характеристика которых дана выше. В отдельных участках в них наблюдается графическая структура прорастания кварца и альбита.

Жильные плагиоаплиты представляют светло-серую мелкозернистую породу, в основном состоящую из олигоклаза или альбита (13—26% An) и кварца. В небольшом количестве в них присутствуют микроклин, биотит, вторичные: эпидот, цоизит, серицит, хлорит и акцессорные: апатит, циркон и гематит. В аплитах, приуроченных к зоне контакта с ортоамфиболитами нижнего протерозоя, местами отмечаются амфибол и гранат.

Аплитовидные гранодиориты и гранодиорит-аплиты широко развиты в окрестностях старого Бергаульского рудника. Здесь они образуют ряд крупных жил и небольших линзовидных тел среди зеленых сланцев и метадиабазов парандовской серии. Это светло-серые мелкозернистые породы, на 75—80% состоящие из альбита, несколько загрязненного серицитом и сосюритом. В небольшом количестве в них присутствуют биотит, мусковит, изредка турмалин, образующий мелкие короткостолбчатые кристаллы. Аплитовидные гранодиориты и гранодиорит-аплиты обычно отчетливо рассланцованы. Там, где данный процесс выражен наиболее интенсивно, они превращены в тектонические сланцы, часто почти не отличимые от седиментогенных слюдяных сланцев. К этой механически ослабленной зоне, охватывающей и вмещающей породы парандовской серии, приурочены мельчайшие прожилки кварца, местами несущего бедное молибденовое оруденение. По-видимому, к данному жильному комплексу принадлежит сложная кварцевая жила с пирротином и пиритом, вскрытая в старом Бергаульском руднике. В качестве спорадически сопутствующих минералов в ней отмечены халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, молибденит и местами вторичный, образующийся по пириту марказит.

Во вмещающих серицито-кварцевых сланцах залегает ряд небольших линзовидных тел пирротина. По представлениям А. С. Белицкого (1936) образование этих залежей связано с метасоматическим изменением вмещающих пород, гидротермальными рудными растворами, генетически связанными с аплитовидными гранодиоритами.

Гранит-порфиры, описанные Л. Я. Харитоновым (1935 г.) к востоку от оз. Кумч-Озеро, представляют серую среднезернистую породу с крупными (0,5×1,0 см), заметно ориентированными овоидными вкрапленниками белого микроклина. Основная отчетливо огнейсованная масса их состоит из альбита, в той или иной степени замещенного серицитом, небольшого количества биотита, эпидота, хлорита, карбоната и отдельных мелких зерен апатита.

По-видимому, к этому же комплексу принадлежат жильные микроклиновые пегматиты с биотитом, мусковитом и турмалином, преимущественно сосредоточенные в окрестностях оз. Остер. Необходимо отметить, что ранее они трактовались как производные верхнеархейских гранитов (Желубовский, 1935 г; Бунтин, 1936 г.). Однако отчетливо выраженные эруптивные соотношения с кристаллическими сланцами па-

рандовской серии позволяют рассматривать их в составе интрузивных образований нижнего протерозоя.

Химическая характеристика гранитоидов этого района иллюстрируется табл. 30.

Таблица 30

Окислы	Гранитоиды					
	Нерасчлененные	Ранние	Поздние		Жильные породы	
	граниты плаггио-мик- роклиновые	плаггио- граниты	плаггио-гра- ниты	граниты плаггио-мик- роклиновые	диорит- аплит	полевошпа- товая квар- цевая порода
	побережье Сег-Озера		Палаламби	с. Карташи	Бергаул	с. Лижма
	Количество анализов					
	3	2	2	4	1	1
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	73,48	72,64	71,30	74,75	67,04	80,55
Ti <sub>2</sub> O	0,18	0,20	0,25	0,21	0,18	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,64	14,76	13,94	13,28	16,83	4,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	1,46	1,74	0,70	2,60	0,52
FeO	1,39	1,76	1,80	1,05	1,46	5,52
MnO	0,03	—	0,02	0,02	0,02	0,30
MgO	0,65	1,65	1,31	0,48	1,01	0,98
CaO	0,73	0,66	2,65	0,70	0,92	1,42
Na <sub>2</sub> O	4,07	3,94	3,70	3,12	5,54	2,88
K <sub>2</sub> O	3,36	2,50	2,28	5,14	2,64	1,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	следы	—	—	0,01	—	—
H <sub>2</sub> O	0,20	0,63	0,67	0,13	1,43	0,90
П.п.п.	0,63	—	0,47	0,55	—	1,41
Mo <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	0,15	—
Сумма	99,77	100,10	100,32	100,14	99,81	99,90

Анализы заимствованы из работ А. С. Белицкого — анализ 2 (1936 г.), Л. Я. Харитоновой (1935 г.), анализ 5 М. Е. Зильбера (1954 г.), Е. М. Михайлюк (1956 г.) и Г. О. Глебовой-Кульбах (1958 г.).

Как видно из приведенных в табл. 30 цифр, эти породы пересыщены кремнеземом, а местами глиноземом. По сумме Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O среди них встречаются бедные и умеренно богатые щелочами разновидности. Плаггиограниты как раннего, так и позднего нижнепротерозойских комплексов по отдельным параметрам приближаются к гранодиоритам. Плаггио-микроклиновые граниты Карташского массива в общем близки к щелочноземельным гранитам, несколько отклоняясь от них в сторону щелочных разновидностей. По характеру акцессорной фракции они относятся к магнетито-флюоритовому типу (Глебова-Кульбах, Лобач-Жученко, 1958 г.).

Немногочисленными спектральными анализами в нерасчлененных и поздних гранитоидах этого района установлено несколько повышенное содержание бериллия, в поздних гранитоидах местами ниобия и в единичных пробах пегматитов — циркония и стронция. Интересно от-

метить, что в районе Карташского массива примерно то же повышенное содержание бериллия наблюдается в кварцито-песчаниках среднего протерозоя, перекрывающих гранитоиды нижнепротерозойского возраста.

### Восточная Карелия

В восточной части Карельской АССР гранитоиды преимущественно плагио-микроклинового состава образуют ряд тел различной величины, в общем подчиненных северо-западной складчатой структуре вмещающих пород. Необходимо отметить, что исследованы они весьма неравномерно. Более или менее детально изучены граниты и метадиориты окрестностей оз. Тунгудское и граниты западного побережья оз. Выг-Озеро (массивы Идельский, Кочкомский, Надвоицкий и др.) Для ряда развитых здесь гранитных тел принадлежность к магматическим образованиям протерозоя устанавливается по наличию эруптивных контактов их не только с седиментогенными сланцами, порфироидами и амфиболитами парандовской серии, но и с более молодыми кварцито-диабазовыми толщами тунгудско-надвоицкой (по Перевозчиковой, 1957 и Кратцу, 1957) и сегозерской (по Харитонову, 1938, 1957). Наряду с этим гранитоиды западного побережья озер Топ-Озеро и Онд-Озеро, восточного и северного побережья Выг-Озеро, зоны южного побережья Топ-Озеро — Шомб-Озеро и некоторых других мест изучены недостаточно. Расчленение данного комплекса пород, неоднородного стратиграфически и генетически, является задачей дальнейших исследований.

#### Участок западного побережья оз. Топ-Озеро, озер Пан-Озеро — Шомб-Озеро — горы Пяя-Вара

Гранитоиды западного побережья Топ-Озеро приурочены к зоне контакта между гранито-гнейсами архея и супракрустальными образованиями нижнего протерозоя. Эти породы, прорывающие сланцы и амфиболиты парандовской серии, условно относятся нами к ранним интрузиям нижнего протерозоя. По минералогическому составу и структуре они аналогичны плагио-микроклиновым гранитам восточного побережья Топ-Озера. Химическая характеристика их по Е. В. Нефедову (1956 г.) следующая (в %):  $\text{SiO}_2$  — 71,18;  $\text{TiO}_2$  — 0,56;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 14,18;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1,37;  $\text{FeO}$  — 1,94;  $\text{MnO}$  — 0,04;  $\text{CaO}$  — 1,28;  $\text{MgO}$  — 1,05;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 2,03;  $\text{K}_2\text{O}$  — 5,60;  $\text{H}_2\text{O}$  — 0,11; П. п. п. 0,59; сумма 99,93%.

Спектральными анализами в гранитах этого участка и связанных с ними жильных пегматитах установлено повышенное содержание бериллия.

В окрестностях озер Пан-Озеро, Шомб-Озеро и горы Пяя-Вара плагио-микроклиновые граниты, окруженные широкими зонами мигматитов, и связанные с ними плагиограниты, гранодиориты и метадиориты образуют ряд согласных, реже согласнo секущих тел, в общем подчиненных северо-западной складчатой структуре вмещающих архейских и нижнепротерозойских пород. Несмотря на значительное количество произведенных исследований, гранитоиды данной площади изучены недостаточно. Судя по имеющимся материалам, это сложный неоднородный комплекс, в составе которого значительную роль играют гранитоиды архея, в той или иной степени реоморфизованные в нижнепротерозойское время. Присутствие среди данных пород магматических

образований нижнего протерозоя устанавливается по наличию эруптивных контактов гранитов, гранодиоритов с кристаллическими сланцами парандовской серии и метадиабазами, метамандельштейнами, кварцевыми порфирами и кератофирами тунгудско-надвоицкой серии. Вследствие широкого развития в районе эффузивов тунгудско-надвоицкой серии, в ряде пунктов прорывающихся плаггиоклазовыми и плаггио-микроклиновыми гранитами, все гранитоиды данного комплекса условно отнесены к поздней нижнепротерозойской группе (см. геологич. карту). Среди этих пород господствующим распространением пользуются плаггио-микроклиновые разновидности. Подчиненную роль играют плаггио-граниты, гранодиориты и метадиориты, часто приуроченные к зоне контакта с метадиабазами и сланцами нижнего протерозоя или к небольшим жилам в них. Намеченная закономерность позволяет рассматривать данные породы как гибридные разновидности, образованные путем контаминации гранитной магмы материалом вмещающих основных пород. Однако не исключена возможность того, что часть из них принадлежит ранним интрузиям нижнего протерозоя. Необходимо отметить, что подобная точка зрения ранее высказывалась Н. В. Альбовым (1933 г.), В. А. Чивжелем (1936 г.) и А. И. Ивановой (1953 г.). По представлениям этих исследователей, среди нижнепротерозойских гранитоидов данного района намечаются более ранние существенно плаггиоклазовые граниты, местами переходящие в гранодиориты и метадиориты и более поздние плаггио-микроклиновые разновидности. Плаггио-граниты и гранодиориты, развитые в окрестностях озер Ширко-Ярви, Воинг-Озеро и на горах Пяя-Вара и Сапо-Вара представляют средне- или мелкозернистые, гнейсовидные, реже массивные породы. Нередко среди них встречаются порфириовидные разновидности с крупными (до 3 см) кристаллами более позднего микроклина. К югу от г. Пяя-Вара плаггиограниты местами имеют крупнозернистое сложение. Для этих пород характерно повышенное содержание микроклина, обычно явно корродирующего плаггиоклаз. Те же крупнозернистые двуслюдяные граниты с отдельными порфиробластами калиевого полевого шпата широко развиты в районе горы Пяя-Вара, где наблюдается приуроченность их к контактам с кристаллическими сланцами нижнего протерозоя.

На западном побережье оз. Сяг-Озеро в контакте с амфиболовыми сланцами парандовской серии плаггиоклазовые граниты сменяются кварцевыми метадиоритами, образующими узкое тело длиной около 4 км (Мотычко 1947 г.). Это серые до темно-серых средне- или крупнозернистые гнейсовидные породы, в основном состоящие из олигоклаза (15—25% Ап), биотита и местами — обыкновенной роговой обманки. Содержание цветных минералов нередко достигает 30—35%. В подчиненном количестве в них присутствуют кварц, преимущественно имеющий инъекционный характер; вторичные: мусковит, эпидот, реже хлорит, кальцит и акцессорные: сфен, апатит, циркон и ортит. Структура диоритов порфиробластическая, гранобластическая или пойкилобластическая, часто с налагающейся катакlastической. Плаггиоклаз этих пород обычно сильно серицитизирован и эпидотизирован. Биотит местами явно развивается по амфиболу и в свою очередь нередко замещается мусковитом и хлоритом. Аналогичные метадиориты и гранодиориты описаны М. Д. Кадыровой-Вагаповой (1947 г.) к западу от с. Пан-озеро в контакте плаггио-микроклиновых гранитов с метадиабазами тунгудско-надвоицкой серии.

Плагิโอ-микроклиновые граниты данного комплекса образуют ряд небольших (до 15—20 км<sup>2</sup>) линзовидных тел среди плагиоклазовых гнейсо-гранитов архея, кристаллических сланцев и метадиабазов нижнего протерозоя или же в зонах контактов между ними. Все тела вытянуты в северо-западном направлении, параллельно элементам складчатой структуры вмещающих пород.

Соотношения плагิโอ-микроклиновых гранитов с гнейсо-гранитами архея документируются образованием ареалов мигматизации варьирующей мощности. Во внутренних частях этих экзоконтактных зон инъекционный материал относительно равномерно пропитывает массу вмещающих пород. Во внешних частях их господствующим распространением пользуются послонные мигматиты. Взаимоотношения гранитов с метадиабазами и метамандельштейнами тунгудско-надвоицкой серии явно эруптивные, устанавливающиеся по пересечению этих пород рядом гранитоидных жил. В зеленокаменных эффузивах в зоне экзоконтакта наблюдается появление крупных порфиробласт микроклина и тонких инъекционных жилок кварц-полевошпатового состава, преимущественно приуроченных к плоскостям рассланцевания. Основные породы в зоне контакта обычно сильно биотитизированы, эпидотизированы, местами окварцованы и превращены в биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые сланцы.

Граниты данного участка в основном состоят из альбит-олигоклаза (13—26% An), микроклина и кварца, количественные соотношения между которыми варьируют в значительных пределах. На площади Панозерского массива господствующим распространением пользуются существенно плагиоклазовые разновидности. Характерно постоянное, совместное присутствие двух слюд, часто при явном преобладании вторичного, развивающегося по биотиту мусковита.

В небольшом количестве в породе присутствуют эпидот, цоизит, реже хлорит, кальцит и акцессорные: апатит, сфен, циркон, ортит, изредка мелкие разрозненные кристаллики молибденита. В розовых, богатых микроклином разновидностях гранитов Панозерского массива появляется густоокрашенная роговая обманка с малым углом оптических осей и единичные мелкие зерна флюорита (Нумерова, 1934 г.).

Своеобразные двуслюдяные граниты описаны М. Д. Кадыровой-Вагаповой (1948) между Ухтинским трактом и р. Кемь. Это среднеили крупнозернистые породы массивного, редко слегка гнейсовидного сложения. На светло-сером или розовато-сером фоне основной массы их отчетливо выделяются порфировидные кристаллы ярко-розового микроклина и крупные агрегатные зерна голубоватого, опаловидного кварца. В районе горы Пяя-Вара встречаются аплитовидные граниты примерно с равным содержанием микроклина и альбита и количеством слюды (биотита и мусковита), не превышающим 1—1,5%.

На участке между горой Пяя-Вара и оз. Пан-Озеро в среднем течении рч. Орчез-оя развиты очень лейкократовые граниты, образующие узкое тело площадью около 15 км<sup>2</sup> среди плагиоклазовых гнейсо-гранитов архея, в той или иной степени измененных процессами мигматизации. Это светло-розовые или светло-серые, массивные породы крупнозернистого, и местами пегматоидного сложения. По минералогическому составу и структуре они близки к плагิโอ-микроклиновым гранитам обычного типа. Характерной особенностью их является повышенное содержание апатита, местами дающего небольшие кучные скопления, и мелких, локальных зон грейзенизации, заметно обогащенных крупно-

чешуйчатым мусковитом. Согласно данным М. Д. Кадыровой-Вагаповой (1948 г.), эти породы генетически связаны с мигматитообразующими плагио-микроклиновыми гранитами, представляя несколько более позднюю фазу развития их. Небольшие тела крупнозернистых гранитов с явным преобладанием микроклина над плагиоклазом появляются в ряде мест среди олигокласовых гнейсогранитов архея или среднезернистых, плагио-микроклиновых гранитов нижнего протерозоя.

В верхнем течении р. Белой в зоне контакта метадиабазов с богатыми микроклином гранитами, образуются светло-розовые или светло-серые гнейсовидные породы с грубо пятнистой структурой, обусловленной кучным распределением цветных минералов. В составе их кроме альбита (10% An) и микроклина, составляющих в сумме около 70%, в подчиненном количестве присутствуют кварц, биотит, амфибол, вторичные: эпидот, хлорит и акцессорные: сфен, апатит, циркон и ортит. Микроклин, содержание которого не превышает 30%, явно развивается по плагиоклазу. Амфибол, представленный субщелочной роговой обманкой, отчетливо плеохроирующей в синевато-зеленых тонах, местами замещается биотитом. По количественному минералогическому составу эти породы отвечают граносиенитам (Кадырова-Вагапова, 1948 г.). Образование их, по-видимому, связано с метасоматическим изменением метадиабазов под влиянием щелочей, приносимых из более молодых плагио-микроклиновых гранитов.

Жильная фация гранитоидов этого района представлена плагиокласовыми и плагио-микроклиновыми аплитами, гранит-аплитами и пегматитами, местами содержащими мелкую рассеянную вкрапленность молибденита. В аплитах совместно с молибденитом изредка при-

Таблица 31

Окислы	Граниты плагио-микроклиновые (лейкократовые)	
	оз. Пан-озеро	р. Орчез
SiO <sub>2</sub>	72,40	73,02
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,18
SnO <sub>2</sub>	0,016	0,012
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,25	13,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,74	0,48
FeO	1,67	1,21
MnO	—	—
MgO	0,70	0,57
CaO	1,98	1,53
Na <sub>2</sub> O	3,11	3,04
K <sub>2</sub> O	3,89	4,59
F	0,09	0,15
П.п.п	0,50	0,80
Сумма . .	99,89	100,06

Анализы по В. Н. Нумеровой (1933 г.)

сутствует пирит, в единичных случаях ассоциирующий с халькопиритом и пирротинном. В районе горы Пя-Вара в апикальной части массива, граниты и вмещающие сланцы протерозоя местами отчетливо осланцованы и залечены гидротермальным кварцем, несущим бедное молибденовое оруденение. Местами вблизи жильных тел наблюдается

рассеянная вкрапленность сульфидов, представленных пиритом, пиротином, редко халькопиритом, сфалеритом и кубанитом.

В окрестностях оз. Ширко-Ярви биотитовые и эпидот-биотитовые сланцы парандовской серии пересечены системой кварцевых жил небольшой мощности. Н. В. Альбовым (1933 г.) в некоторых из этих жил обнаружено золото в количестве 1,5 г и серебро — 39,8 г на 1 т. Вмещающие сланцы и прорывающие их плагио-микроклиновые граниты несут бедную рассеянную вкрапленность пирита и халькопирита.

Химическая характеристика гранитоидов этого участка приведена в табл. 31.

Как видно из приведенных в табл. 31 данных, панозерский гранит (анализ 1) почти точно отвечает среднему составу докембрийских гранитов (по Дели). Что касается гранитов р. Орчез (анализ 2), то они значительно отличаются от гранитов оз. Панозеро повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{F}$  и пониженными значениями  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ , легко объясняющимися лейкократовым характером этих флюоритсодержащих пород.

#### Участок озер Тунгудское, Онд-Озеро, Выг-Озеро

В пределах описываемого участка плагиомикроклиновые граниты, связанные с ними мигматиты, подчиненные им гранодиориты и метадиориты слагают обширные площади, измеряемые сотнями квадратных километров. Наличие среди данных пород гранитоидов протерозоя с достоверностью устанавливается в зоне контакта их с протерозойскими осадочно-эффузивными толщами, несущими явные следы воздействия кислой магмы. По мере удаления от протерозойских синклинальных зон эти граниты постепенно сменяются обширными зонами мигматитов и нерасчлененных гранитоидов различного состава, среди которых, по-видимому, значительную роль играют гнейсо-граниты архея, в той или иной степени реоморфизованные в протерозое. Стратиграфическое положение протерозойских гранитов этого района устанавливается по наличию эруптивных контактов их с метадиабазами окрестностей оз. Тунгудское, метаманделъштейнами, метапорфиритами, шаровыми лавами окрестностей ст. Надвоицы, присутствию пегматитовых жил в кварцитах горы Щелейная (Тимофеев, 1935 в) и появлению гальки плагиомикроклиновых гранитов и метадиоритов в конгломератах оз. Косозера. Несмотря на то что относительное положение этих пород устанавливается достаточно четко, вопрос о геологическом возрасте их является дискуссионным. В. М. Тимофеевым (1935), Н. Г. Судовиковым (1934) и другими исследователями, относившими осадочно-эффузивные образования этого района к ятулию, прорывающие их гранитоиды рассматривались как постятулийские. Позднее Л. Я. Харитоновым (1936 г.), разделившим карельскую формацию Тунгудского района на два отдела, граниты и гранодиориты, прорывающие нижний отдел, трактовались как внутрикарельские (постсегозерские). Наконец, К. О. Кратцем (1957) и В. А. Перевозчиковой (1955 г.), относящими те же супракрystalльные толщи к верхам нижнего протерозоя (тунгудско-надвоицкая серия), эруптирующие их гранитоиды различного состава рассматриваются как поздние интрузии нижнего протерозоя. В настоящем томе в соответствии с принятой стратиграфической схемой эти породы должны быть отнесены к позднему нижнепротерозойскому комплексу. Вместе с тем, вследствие недостаточной изученности данного

района на прилагаемой геологической карте они условно показаны нерасчлененными гранитоидами нижнего протерозоя ( $\tau_3$ ).

В зоне оз. Тунгудское — с. Парандово — западное побережье оз. Выг-Озеро плагин-микроклиновые граниты, связанные с ними гранодиориты и кварцевые метадиориты слагают ряд тел различной величины как среди плагноклазовых гранитов и гнейсо-гранитов, так и на контактах последних с осадочно-эффузивными образованиями нижнего протерозоя. Необходимо отметить, что возраст вмещающих плагногранитов точно не установлен. Большинство исследователей они относятся к архею. Однако наблюдающиеся местами эруптивные соотношения их с метадиабазами (Макеенко 1949 г., Яковлева 1954 г., Колесникова 1954 г.), наличие blastsогранитных структур и появление местами голубоватого, опаловидного кварца позволяет ставить вопрос о существовании здесь более молодых, протерозойских гранитов существенно плагноклазового состава.

Среди гранитоидов, несомненно относящихся к магматическим образованиям протерозоя, господствующим распространением пользуются плагин-микроклиновые разновидности. Подчиненную роль играют гранодиориты и кварцевые метадиориты, развитые в окрестностях озер Тунгудское, Белое, Рокж-Озеро, районе ст. Надвоицы и ряде других мест. Несмотря на значительное количество исследований, проведенных в области распространения тунгудских гранодиоритов, вопрос о генезисе этих пород является спорным. В. М. Тимофеевым (1935) и Н. Г. Судовиковым (1934) они рассматривались как интрузивные породы, значительно загрязненные материалом вмещающих метадиабазов. Согласно более поздним исследованиям Н. Г. Судовикова (1939 г.), В. И. Робонена (1953 г.), В. В. Яковлевой (1954 г.), это сложный, неоднородный комплекс, в основном представленный гнейсо-гранитами архея, местами в процессе гранитизации реоморфизованными до гранодиоритов и кварцевых диоритов. Присутствие среди данных пород интрузивных образований протерозоя устанавливается по наличию секущих жил гранодиорита среди метадиабазов с. Лужмовараки на о-ве Кондишуаред (оз. Тунгудское) и некоторых других местах. Гранодиориты и кварцевые метадиориты окрестностей оз. Тунгудского представлены массивными и гнейсовидными разновидностями. Гнейсовидность по биотиту ориентирована параллельно северо-западной складчатой структуре вмещающих протерозойских толщ. В окрестностях с. Тунгуда широко развиты пятнистые гранодиориты с небольшими локальными зонами обогащения цветными минералами. Кварцевые метадиориты и гранодиориты этого участка в основном состоят из вторичного альбита (5—11% An) обычно сильно загрязненного эпидотом, цоизитом и серицитом. Изредка встречается более основной (по-видимому, первичный) плагноклаз ряда андезина (30—36% An). Промежутки между кристаллами плагноклаза выполнены зернами кварца и листочками биотита, в той или иной степени замещенного хлоритом. Местами встречаются мелкие кристаллики апатита и сфена. Иногда в значительном количестве присутствует кальцит. В лейкократовых разновидностях местами появляется микроклин. На отдельных участках, там, где содержание его достигает 15—20%, порода приближается к адамеллиту.

В зоне контакта с зелеными сланцами и метадиабазами гранодиориты и кварцевые метадиориты местами сменяются амфиболовыми разновидностями, резко обедненными кварцем. Вмещающие породы



в зоне эндоконтакта обычно сильно изменены, местами превращены в полевошпатовые амфиболиты.

В районе ст. Надвоицы жильные гранитоиды секут метамандельштейны, шаровые лавы и зеленые сланцы тунгудско-надвоицкой серии. По В. М. Тимофееву (1935в) эти породы отличаются от гранодиоритов, слагающих относительно крупные тела, наличием порфиroidных структур, отсутствием слюды, пониженным содержанием кварца и постоянным присутствием амфибола, представленного обыкновенной роговой обманкой. В. В. Яковлевой (1955 г.) в районе озер Белое и Рокж-Озеро описаны биотитовые диориты и гранодиориты, рвущие габбро-амфиболиты парандовской серии системой жил различной мощности. Спектральными анализами в единичных пока пробах этих пород обнаружено повышенное содержание бериллия, местами иттрия, галлия и церия.

Плагин-микроклиновые граниты данного комплекса слагают ряд тел, разделенных обширными зонами мигматитов по субстрату архейских гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов или узкими синклиналиными зонами протерозойских, осадочно-эффузивных пород. Это граниты Тунгудского, Надвоицкого, Идельского, Кочкомского массивов; окрестностей озер Белое, Рокж-Озеро, северного побережья оз. Выг-Озеро и ряда других мест.

Форма залегания относительно крупных гранитных тел точно не установлена. Судя по пространственному положению и соотношению внутренней структуры их со складчатой структурой вмещающих пород, это внутриформационные и межформационные интрузии согласного или согласно секущего типа. Для ряда мелких гранитных тел намечается пластообразная, линзообразная, штокообразная или отчетливая жильная форма залегания. Плагин-микроклиновые граниты данного района представляют серовато-розовые, желтовато-розовые, реже ярко-розовые породы средне- или крупнозернистого сложения. Изредка встречаются мелкозернистые разновидности, как правило, тяготеющие к краевым частям интрузивных тел. Текстура гранитов массивная, реже, в зоне контакта с гнейсо-гранитами или осадочно-эффузивными образованиями нижнего протерозоя, отчетливо гнейсовидная. В массивах Надвоицком, Кочкомском и Идельском, преимущественно в краевых частях их, широко развиты порфиroidные разновидности с крупными (2—5 см) таблитчатыми кристаллами микроклина, местами отчетливо ориентированными параллельно плоскости контакта или общему направлению гнейсовидности. В гранитах Кочкомского массива наряду с микроклином часто присутствуют изометричные вкрапленники голубоватого, опаловидного кварца размером до 0,5—1,0 см в диаметре.

Тот же опаловидный кварц нередко встречается среди равномерно-зернистых, массивных разновидностей. Местами среди плагин-микроклиновых гранитов обособляются небольшие, неправильные или линзовидные тела, почти нацело сложенные крупнозернистым микроклином. В пределах Кочкомского массива широко развиты ярко-розовые граниты с отчетливым преобладанием микроклина над плагиноклазом. Господствующим распространением пользуются лейкократовые граниты с ничтожным содержанием биотита и мусковита. Изредка среди них встречаются чисто мусковитовые разновидности.

Структура гранитов бластогранитная или гранитовидная, обусловленная частичным идиоморфизмом плагиноклаза. Местами широко проявлены явления грануляции, обычно в той или иной степени замаски-

рованные более поздней перекристаллизацией. Кроме альбит-олигоклаза (15—28% Ap), микроклина, микроклин-пергита и кварца, содержание которых варьирует в значительных пределах, в небольшом количестве в породе присутствуют биотит, мусковит, вторичные: хлорит, эпидот, цоизит, кальцит, серицит и акцессорные: апатит, сфен, циркон, турмалин и ортит. Ф. И. Лазуткиным (1947 г.) в гранитах к югу от оз. Тунгудского отмечены флюорит и топаз. Мелкие кристаллы последнего с краев и по трещинам замещаются вторичной тонкочешуйчатой слюдкой. Местами наблюдается рассеянная вкрапленность пирита, реже пирротина. Содержание сульфидов значительно возрастает вблизи Парандовского месторождения серного колчедана. В порфириовидных гранитах и разновидностях с опаловидным кварцем, местами присутствует редкая, рассеянная вкрапленность молибденита. Такая молибденовая минерализация отмечалась Ю. С. Неуструевым (1933), Г. О. Глебовой-Кульбах (1947 г.) в зоне Парандово-Надвоицы, В. А. Чивжелем (1936 г.) в пределах Кочкомского массива, Д. К. Ловицким и Л. И. Ивановой (1947 г.) к западу от ст. Сегежи. Плаггиоклаз гранитов обычно слабо серицитизирован и местами сосюритизирован. Крупные порфириовидные кристаллы микроклина часто содержат реликты олигоклаза, окруженного каймой вторичного прозрачного альбита или прерывистой оторочкой мирмекита. Наличие таких не полностью резорбированных включений свидетельствует о более позднем образовании калиевого полевого шпата, по-видимому, возникающего при метасоматическом замещении плаггиоклаза. Необходимо отметить, что причины подобного замещения различными исследователями трактуются различно. По представлениям Н. Г. Судовикова (1939 г.), С. А. Дюкова, М. А. Сотниковой (1947 г.) и других исследователей, появление крупных порфириобласт микроклина обусловлено явлениями региональной гранитизации, охватывающими обширные площади распространения более древних пород. С точки зрения Г. О. Глебовой-Кульбах (1948 г.), это аутометаморфный процесс, идущий при воздействии обогащенных щелочами остаточных растворов на первичный плаггиоклаз, выделившийся в последовательном ходе кристаллизации кислой магмы.

Местами по микроклину при пертитизации его развивается шахматный альбит. Изредка наблюдается пегматитовое срастание калиевого полевого шпата и кварца. В узких локальных зонах плаггио-микроклиновые граниты отчетливо гранулированы и залечены гидротермальным кварцем, нередко в ассоциации с турмалином, местами сфеном, цирконом и ортитом.

В районе Парандовского серноколчеданного месторождения и вблизи ст. Кочкомы подобные кварцевые и кварцево-турмалиновые жилки, приуроченные к зонам трещиноватости в апикальных частях гранитных тел, несут незначительное молибденовое и рассеянное пиритовое оруденение.

Резко подчиненную роль играют микроклиновые граниты, образующие штокообразные, линзообразные или неправильные тела среди плаггио-микроклиновых; или контактных, существенно плаггиоклазовых разновидностей. Это ярко-розовое крупнозернистые, лейкократовые породы, часто имеющие порфириовидную текстуру. Местами среди них обособляются небольшие участки пегматоидного характера. Такие пегматоидные граниты описаны В. М. Тимофеевым (1935) в окрестностях ст. Надвоицы, М. Д. Кадыровой-Вагаповой вблизи ст. Масельская в районе оз. Маткозеро (1940 г.) и другими.

По-видимому, к этому же комплексу гранитоидов нижнего протерозоя относятся сиениты, отмеченные Ф. И. Лазуткиным (1947 г.) к северо-востоку от оз. Хиж-Озеро и В. В. Яковлевой (1955 г.) в районе оз. Рокж-Озеро. В первом случае они образуют небольшое тело, приуроченное к зоне контакта плагиоклазовых гнейсо-гранитов с метадиабазами нижнего протерозоя. В окрестностях оз. Рокж-Озеро сиениты в ассоциации с гранодиоритами слагают апикальную часть гранитного массива, прорывающего порфиroidы нижнего протерозоя. Это ярко-розовые, среднезернистые породы, на 80—90% состоящие из микроклинпертита. Обычно хорошо выражена гипидиоморфная структура, обусловленная призматическим развитием калиевого полевого шпата. В небольшом количестве в них присутствуют амфибол ряда обыкновенной роговой обманки, кварц, альбит, биотит, эпидот и акцессорные: рудный минерал, сфен и апатит.

В краевых частях гранитных тел плагио-микроклиновые граниты обычно обогащаются цветными минералами и заметно обедняются калиевым полевым шпатом, местами переходя в чисто плагиоклазовые разновидности. Нередко в них появляются неправильные или линзовидные ксенолиты гнейсо-гранитов архея и метадиабазов нижнего протерозоя в той или иной степени измененных процессами щелочного метасоматоза.

Плагиоклазовые граниты данного комплекса по составу и структуре близки к плагио-микроклиновым разновидностям, отличаясь от них отсутствием или незначительным содержанием калиевого полевого шпата. Большинство исследователей образование их объясняется процессами ассимиляции кислой магмой материала вмещающих основных пород. Наряду с этим В. А. Чивжелем (1936 г.) было высказано предположение относительно формирования их в первую фазу интрузивной деятельности гранитоидов нижнего протерозоя, предшествовавшую периоду внедрения, обогащенных щелочами плагио-микроклиновых разновидностей.

Вмещающие породы в зоне контакта несут отчетливые следы воздействия более молодых гранитов. В гнейсо-гранитах и гранито-гнейсах архея это инъекция кварц-микроклинового материала, приводящая к образованию послыстных, порфиробластических и других мигматитов. Там, где эти процессы проявлены наиболее интенсивно, переходы между плагио-микроклиновыми гранитами и плагиоклазовыми гнейсо-гранитами постепенные и контуры гранитных тел часто весьма условные. Среди осадочно-эффузивных образований нижнего протерозоя влияние молодых гранитов проявляется в образовании биотит-амфибловых и альбито-кварцево-эпидотовых сланцев по метадиабазам и габбро-диабазам, фельдшпатизации седиментогенных сланцев, местами турмалинизации и мусковитизации их.

Жильная фация гранитов этого комплекса представлена гранит-аплитами, аплитами, гранит-порфирами, пегматитами и жилами кварц-полевошпатового, кварц-турмалинового и кварцевого состава. Гранит-аплиты широко развиты в зоне Парандово — Надвоицы. Здесь они образуют систему небольших жил в апикальных частях гранитных тел, реже во вмещающих, осадочно-эффузивных образованиях нижнего протерозоя. Это серые или розовато-серые лейкократовые породы, нередко макроскопически напоминающие кварциты. По составу среди них встречаются микроклиновые, плагио-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые разновидности. В одной из жил плагиоаплита, пересекаю-

шей метадиабазы с. Лужмовараки, В. А. Чивжелем (1936 г.) отмечены единичные кристаллики молибденита.

Гранит-порфиры, описанные М. Д. Кадыровой-Вагаповой (1940 г.), в районе Масельская — Маткозеро образуют краевые зоны небольших гранитных тел или маломощные секущие жилы в них. Это розовые массивные породы, текстура которых обусловлена присутствием крупных (до 1 см) идиоморфных кристаллов микроклина и альбита в среднезернистой, обычно сильно катаклазированной основной массе. По минералогическому составу они аналогичны плагио-микроклиновым гранитам, отличаясь от них наличием отчетливо выраженных магматических структур.

Жилы пегматитового и кварц-полевошпатового состава характеризуются небольшой мощностью и часто весьма прихотливой формой. Кроме альбит-олигоклаза, микроклин-пертита и кварца, содержание которых варьирует в значительных пределах, в небольшом количестве в них присутствуют вторичная мелкочешуйчатая слюдка, изредка пирит, гематит, магнетит и единичные зерна апатита. На северном берегу оз. Ондозеро в одной из жил микроклинового пегматита известна мелкая рассеянная вкрапленность молибденита (Яковлева, 1955 г.). Среди гидротермальных образований этого района господствующим распространением пользуются жилы кварцевого и турмалино-кварцевого состава. К данной группе, по-видимому, относится золотоносная кварцевая жила Воицкого рудника, пересекающая толщу кварцитов нижнего протерозоя. Кроме самородного золота, в небольшом количестве в ней известны: халькопирит, пестрая медная руда, медная зелень, медная синь и следы молибденита.

Очевидно к данной группе принадлежит ряд мелких кварцевых жил, секущих осадочно-эффузивные образования и плагио-микроклиновые граниты нижнего протерозоя в районе оз. Тунгудского, ст. На-

Таблица 32

Окислы	Граниты			Гранодиорит жильный	Граносиенит
	микрокли- новые	микроклин-пла- гиоклазовые	плагио-мик- роклиновые		
	ст. Надвоицы	Сер-Озеро о-в Мурдо	Рокж-Озеро	Лужмо- варака	Рокж-Озеро
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	68,38	70,58	71,00	71,76	57,70
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,30	0,25	0,07	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,62	14,00	15,47	15,01	16,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	1,73	0,50	1,51	3,61
FeO	0,58	1,40	1,62	1,13	3,38
MnO	следы	0,05	—	0,04	не опр.
CaO	0,35	1,69	1,05	3,01	4,09
MgO	0,66	1,12	1,07	0,65	3,30
Na <sub>2</sub> O	2,98	4,46	3,98	4,10	3,40
K <sub>2</sub> O	8,54	3,18	4,72	1,73	5,35
H <sub>2</sub> O	0,37	0,08	0,42	0,26	0,44
П.п.п	0,65	1,19	0,63	0,85	1,97
Сумма . .	99,62	99,78	100,71	100,13	100,63

Анализы 1—2, по В. М. Тимофееву (19356), анализы 3,5 по В. В. Яковлевой (1953 г.), анализ 4 по Н. Г. Судовикову (1934).

двоицы, восточного побережья оз. Сег-Озеро и т. д. В ряде мест в связи с ними известно бедное полиметаллическое оруденение. Как пример подобных образований можно отметить кварцевые жилы Лебедевой горы и оз. Рокж-Озеро, залегающие среди мелкозернистых гранитов апикальной части небольшого массива. Некоторые из этих жил содержат варьирующее количество халькопирита, пирита, галенита, сфалерита, редко арсенопирита, касситерита и церуссита (Яковлева, 1954 г.). Спектральными анализами в них обнаружены мышьяк, серебро, свинец, кобальт и хром; установлено повышенное содержание иттрия и местами галлия.

Химическая характеристика гранитоидов этого района приведена в табл. 32. Как видно из данных табл. 32, состав гранитоидов этого участка варьирует в значительных пределах, от нормальных щелочноземельных гранитов (анализы 2, 3) к породам, промежуточным между собственно гранитами и гранодиоритами (анализ 4) и субщелочными разновидностями типа граносиенитов (анализы 1, 5).

#### Участок южного побережья оз. Выг-Озеро

На южном побережье оз. Выг-Озеро граниты преимущественно плагио-микроклинового состава образуют ряд тел различной величины, в общем подчиненных северо-западной складчатой структуре вмещающих гнейсо-гранитов архея и осадочно-эффузивных образований нижнего протерозоя. Согласно данным В. В. Сиваева и А. В. Пекурова (1958 г.) это сложный, неоднородный комплекс, образованный путем внедрения гранитоидов нижнего протерозоя в олигоклазовые гнейсо-граниты архея. Последние обычно настолько изменены процессами метасоматоза, что отделение их от более молодых мигматизирующих гранитов часто не представляется возможным. Присутствие среди этих пород гранитоидов нижнего протерозоя (по-видимому, принадлежащих к ранней группе) устанавливается по наличию секущих гранитных жил в метадиабазовых и зеленых сланцах парандовской серии (?) и изменению состава гранитов, вблизи контакта с зеленокаменными породами, обычно сменяющихся гибридными гранодиоритами и метадиоритами.

Кроме данного сложного комплекса по структуре и составу близкого к нерасчлененным гранитоидам западного побережья оз. Выг-Озера, В. В. Сиваевым и А. В. Пекуровым (1958 г.) выделяются здесь однородные порфириовидные плагио-микроклиновые граниты с голубоватым опаловидным кварцем. Эти породы образуют небольшие трещинные интрузии, согласосекущие относительно северо-западной складчатой структуры вмещающих метадиабазовых и зеленых сланцев нижнего протерозоя. Размер гранитных тел колеблется от 1—1,5 км<sup>2</sup> на южном берегу оз. Выг-Озеро до 65 км<sup>2</sup> между озерами Конж-Озеро и Маткозеро. Судя по форме залегания и некоторым особенностям минералогического состава, они, по-видимому, принадлежат к позднему интрузивному комплексу нижнего протерозоя, в других районах (оз. Сег-Озеро, ст. Надвоицы, с. Карташи) явно прорывающему эффузивы тунгудско-надвоицкой серии.

В составе данной группы господствующим распространением пользуются плагио-микроклиновые граниты, только в непосредственном контакте с основными эффузивами переходящие в существенно плагиоклазовые разновидности. По структуре и составу эти породы близки к гра-

нитоидам Надвоицкого, Кочкомского и Идельского массивов. В составе их главную роль играют альбит-олигоклаз, микроклин, составляющие в сумме 60—70%, кварц (25—30%) и биотит (5—10%), в той или иной степени замещенный мусковитом и хлоритом. В небольшом количестве присутствуют серицит, эпидот, цоизит, изредка карбонат, акцессорные: апатит, циркон, сфен, ортит (обычно окруженный каймой эпидота) пирит и гематит. В протолочных пробах этих пород отмечены молибденит, в единичных случаях монацит и топаз.

Немногочисленными спектральными анализами в плагио-микроклиновых гранитах этого участка установлено повышенное содержание галлия, в отдельных пробах циркония и стронция (Сиваев, Пекуров, 1958 г.).

#### Участок верхнего течения р. Водла

На восточном побережье Онежского озера гранитоиды плагио-микроклинового состава слагают обширные площади, измеряемые тысячами квадратных километров. Н. Г. Судовиковым (1931) и Н. В. Альбовым (1939) эти породы, известные в литературе под названием онежских гранитов, рассматривались как интрузивные образования верхнего архея. Однако более поздние исследования Е. В. Нефедова и Г. В. Макаровой (1957 г.) установили, что к северо-востоку от оз. Копол-Озеро ультраосновные породы, по структуре и составу аналогичные нижнепротерозойским гипербазитам районов оз. Сег-Озеро, ст. Надвоицы и с. Хаутовара, прорываются маломощными жилками плагио-микроклиновых гранитов. Это послужило основанием для выделения здесь гранитоидов нижнего протерозоя. Вследствие слабой обнаженности и недостаточной изученности Восточного Заонежья большая часть плагио-микроклиновых гранитов данного региона, на прилагаемой к тому геологической карте показана нерасчлененными гранитоидами позднеархейской — нижнепротерозойской группы. Только граниты верхнего течения р. Водлы по некоторым особенностям текстуры и минералогического состава условно отнесены к позднему нижнепротерозойскому комплексу. Это массивные средне- или крупнозернистые породы, окраска которых в зависимости от содержания микроклина меняется от светло-серой до розовой и красной. Нередко среди них встречаются порфиривидные разновидности с крупными (до 4—5 см) таблитчатыми кристаллами микроклина. Местами среди средне- или крупнозернистых гранитов обособляются небольшие жилообразные тела пегматитового характера. На остальных участках наблюдается довольно отчетливая полосатость, обусловленная параллельным чередованием пропластков с различной крупностью зерна или варьирующим содержанием биотита. Изредка хорошо выражена трахитоидность по полевоому шпату, преимущественно ориентированная в северо-западном направлении. Господствующим распространением пользуются здесь плагио-микроклиновые граниты. Резко подчиненную роль играют существенно микроклиновые и чисто плагиоклазовые разновидности. Вследствие слабой обнаженности и недостаточной изученности района генетические соотношения между породами не установлены. По минералогическому составу и структуре гранитоиды этого участка аналогичны поздним нижнепротерозойским гранитам южного побережья оз. Выг-Озеро. Характерной особенностью их является повышенное содержание циркона и появление в тяжелой фракции единичных зерен пироклора.

Химическая характеристика плагио-микроклиновых гранитов этого участка по Е. В. Нефедову и Г. В. Макаровой (1957 г.) следующая (в %):

$\text{SiO}_2$  — 73,14;  $\text{TiO}_2$  — 0,16,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 14,64,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,38,  $\text{FeO}$  — 0,74,  $\text{MnO}$  — 0,01,  $\text{CaO}$  — 1,60,  $\text{MgO}$  — 0,92,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 3,05,  $\text{K}_2\text{O}$  — 4,35;  $\text{H}_2\text{O}$  — 0,01; П. п. п. — 0,37. Сумма 99,34%.

Отдельными спектральными анализами в них установлен цирконий и тысячные доли процента бериллия (0,001—0,003%).

Жильная фация гранитоидов этого участка представлена плагио-микроклиновыми пегматитами, в основном приуроченными к вмещающим гнейсо-гранитам архея. Длина жильных тел колеблется от нескольких метров до 200 м, мощность — от долей метра до 40 м. Большая часть из них имеет выдержанное северо-западное простирание и крутое (до вертикального) падение. Структура этих пород преимущественно пегматоидная с участками блоковой и графической.

В одной из жил при изучении тяжелой фракции был обнаружен пироксид. Спектральными анализами здесь установлены тысячные доли процента ниобия и тантала.

### *Северная Карелия*

По южному, восточному и северо-восточному обрамлению Северо-Карельской синклирной зоны ранее картировались обширные поля распространения олигоклазовых гнейсо-гранитов архея. В результате детальных исследований последних лет установлено, что эти площади в основном сложены либо сильно мигматизированными гнейсами и гранито-гнейсами архея, по-видимому, отвечающими нижней керетьской толще беломорской серии, либо гранитами, гранодиоритами и диоритами протерозоя (Шмыгалев, 1956 г., 1958 г.; Нефедов, Макарова, 1958 и др.). Среди последних по характеру соотношений с осадочно-эффузивными образованиями различного возраста намечается несколько подгрупп. Так, к югу от Паноярвского синклинория в районе оз. Тава-Ярви — западное побережье оз. Пя-Озеро В. И. Шмыгалевым (1956 г.) выделен крупный Таваярвинский массив диоритов и гранодиоритов, относимый автором к ранним интрузиям нижнего протерозоя. В этом же районе, а также на восточном побережье оз. Кереть и к северу от него известны небольшие трещинные интрузии ортоклазсодержащих плагио-микроклиновых гранитов и связанных с ними гибридных диоритов, гранодиоритов, прорывающих основные породы поздней нижнепротерозойской группы (массивы Нуорунен, Корманка, Вычанский и др.). Наконец, в районе озер Куола-Ярви, Пюхя-Ярви, Нилутти-Ярви, имеются многочисленные небольшие тела плагио-микроклиновых гранитов, интенсивно мигматизирующих гнейсы и гранито-гнейсы архея и прорывающих метадиабазы, сланцы и кварциты данной зоны. Стратиграфическое положение гранитоидов этого типа является дискуссионным. Большинство исследователей, относящих вмещающие осадочно-эффузивные образования к тунгудско-надвоицкой серии, эруптирующие их граниты трактуются как поздние интрузии нижнего протерозоя (Кратц, Нумерова, 1957; Перевозчикова, 1957; Нефедов, Макарова, 1958 г. и др.). Наряду с этим В. И. Шмыгалевым (1958 г.), рассматривающим осадочные породы района оз. Пюхя-Ярви в составе сегозерско-онежской серии, прорывающие их граниты относятся к среднему протерозою.

## Таваярвинский комплекс

Диориты и гранодиориты, представляющие ранние интрузии нижнего протерозоя, слагают крупный Таваярвинский массив и ряд более мелких тел, в общем подчиненных геологической структуре вмещающих гнейсов и гнейсо-гранитов архея. Восточная часть Таваярвинского массива, расположенная к югу от Паноярвского синклиория, занимает площадь около 600 км<sup>2</sup>. Западная граница его, проходящая на территории Финляндии, точно не установлена, так как В. Хакманом и В. Вилкманом:

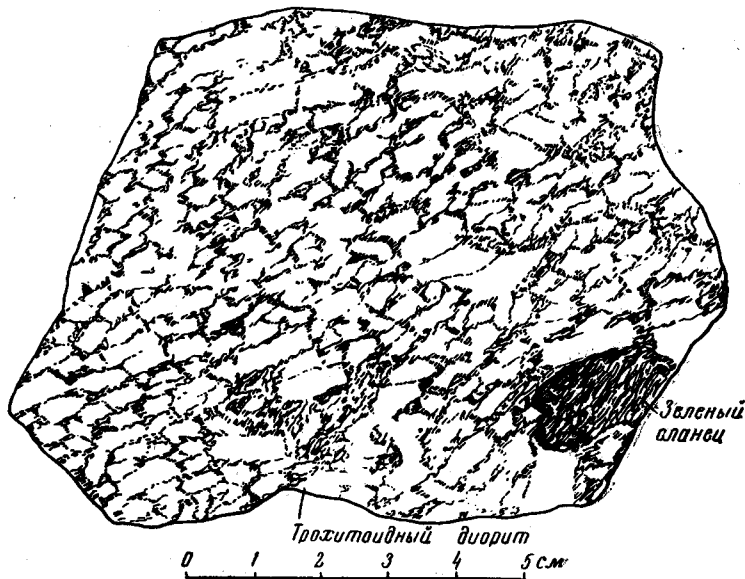


Рис. 54. Трахитоидный диорит с ксенолитом зеленого сланца (по В. И. Шмыгалеву, 1956)

(Hackman, Wilkman, 1929) породы, слагающие данное тело, не отделялись от гранитоидов архея.

Стратиграфическое положение этого интрузивного комплекса устанавливается по пересечению диоритами архейских плагио-микроклиновых гранитов, по наличию среди диоритов отдельных ксенолитов метадиабазов, зеленых и кварц-серицитовых сланцев, близких к сланцам тикшозерской серии (рис. 54 и 55) и налеганию на породы массива осадочно-эффузивных образований тунгудско-надвоицкой серии (Шмыгалев, 1956 г., 1957 г.).

Таваярвинский массив, также как и другие тела данной группы, в основном сложен диоритами, представленными амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, реже чисто биотитовыми разновидностями. Подчиненную роль играют гранодиориты, образующие среди диоритов узкие пластообразные тела длиной от 0,5 до 4—4,5 км и мощностью до нескольких сотен метров; и еще более редки плагиограниты, сиенито-диориты и метадиориты.

Породы данного комплекса характеризуются среднезернистым, реже крупнозернистым сложением и наличием первично-магматических структур течения. Чаще это трахитоидность, обусловленная плоскостной



ориентировкой полевого шпата, реже полосатость, проявляющаяся в параллельном чередовании пропластков различного состава и текстуры и линейность, вызванная субпараллельным расположением линзовидных агрегатов цветного минерала. Все плоскопараллельные структуры в общем ориентированы параллельно контурам массива, с преимущественным падением под крутыми (до вертикальных) углами к периферии его. В зоне контакта со вмещающими гнейсами и гнейсо-гранитами архея местами хорошо выражена гнейсовидность, обусловленная

закономерной ориентировкой биотита, и местами амфибола. В пределах Таваярвинского массива и тяготеющих к нему более мелких тел местами отчетливо устанавливаются явления дробления, нередко приводящие к образованию отдельных зон или серии параллельных зон катаклизитов и милонитов варьирующей мощности (от долей метра до 50—100 м) и выдержанного северо-западного простирания.

Диориты, гранодиориты и плагиограниты данного комплекса, связанные рядом постепенных переходов, очевидно, возникли в одну фазу интрузивной деятельности в процессе кристаллизации магмы при одновременном движении ее. Необходимо отметить, что для некоторых гранодиоритов и сиенито-диоритов, приуроченных к крайним частям интрузивных тел, В. И. Шмыгалев допускает вторичный метасоматический генезис за счет диоритов, при воздействии на них микроклиновых гранитов и граносиенитов поздней, нижнепротерозойской группы (Шмыгалев, 1958 г.).

Диориты таваярвинского типа представляют серые средне-, редко крупнозернистые породы, в основном состоящие из призматических зерен плагиоклаза, в меньшей степени амфибола и биотита. В небольшом количестве в них присутствуют рудный минерал (магнетит и пирит) и акцессорные: апатит, сфен, циркон, ортит. Структура диоритов варьирует от гипидиоморфной, местами порфирированной, в массивных породах, до гранобластической в гнейсовидных разновидностях и катакластической или порфирокластической в зонах милонитизации.

Плагиоклаз представлен почти нацело альбитизированным андезитом (33—35% An), обычно сильно загрязненным серицитом, карбонатом и сосюритом. Нередко наблюдается обрастание его каймой вторичного, совершенно прозрачного альбита. Амфибол, представленный обыкновенной роговой обманкой, часто в той или иной степени замещается мелкочешуйчатым биотитом, по которому местами развивается хлорит. В разновидностях, переходных к гранодиоритам, в небольшом количестве (5—15%) появляются кварц и иногда микроклин, образующий антипертитовые вроски в плагиоклазе и единичные неправильные зерна в мезостазисе.

Метадиориты, слагающие небольшие (от сантиметров до 10 м) линзовидные тела в диоритах, характеризуются темно-серой или темно-

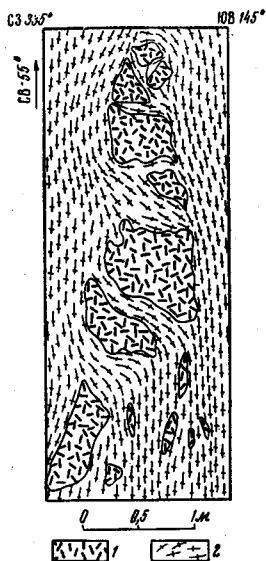


Рис. 55. Ксенолиты метабазисов в тектонит-диорите (по В. И. Шмыгалеву, 1956)

1 — метабазис; 2 — тектонит-диорит

зеленой окраской, преобладающим мелкозернистым сложением, преимущественной гнейсовидной текстурой и широким развитием вторичных, бластических структур. Они в основном состоят из плагиоклаза ряда андезина (34—36% An), обычно сильно сосюртитизированного и серицитизированного, обыкновенной роговой обманки, местами нацело измененной в мелкочешуйчатый биотит и хлорит, и крупных пластин темно-бурого биотита. Генезис метадиоритов не ясен. Являются ли они ранними выделениями (шлирами) в диоритах или же это реликты каких-то более древних пород, в значительной степени переработанных средней магмой, этот вопрос пока остается открытым.

Гранодиориты и плагиограниты характеризуются светло-серой окраской, среднезернистым сложением, часто отчетливой гнейсовидностью, обусловленной субпараллельной ориентировкой цветного минерала. В составе их главную роль играют плагиоклаз ряда альбит—олигоклаза (9—14% An) и кварц. В небольшом количестве присутствуют: биотит, местами по спайности замещающийся мусковитом, изредка амфибол, нередко микроклин, обычно явно корродирующий плагиоклаз. Из аксессуарных минералов обычны: апатит, сфен, циркон, рутил и ортит.

В сиенито-диоритах, преимущественно приуроченных к контактам диоритов с микроклиновыми гранитами и граносиенитами поздней нижне-протерозойской группы, широко развиты явления щелочного метасоматоза, приводящие к образованию крупных порфиробласт микроклин-пертита, местами содержащих неправильные реликтовые зерна плагиоклаза. На границе между обеими полевыми шпатами часто появляется кайма вторичного, прозрачного альбита или прерывистая оторочка мирмекита. Обычно здесь же наблюдается почти полное замещение амфибола вторичным мелкочешуйчатым биотитом, местами измененным в хлорит.

Диориты и гранодиориты ранней нижнепротерозойской группы, а также вмещающие их плагио-микроклиновые гнейсо-граниты архея, пересекаются жилами диоритов, кварцевых диоритов, диорит-порфиров, гранодиоритов и плагиогранитов (Шмыгалев, 1957 г.), представляющих жильную фацию того же протерозойского комплекса. Мощность жильных тел колеблется от 10—20 см до нескольких метров, длина — от нескольких метров до десятков метров. Форма жил местами правильная, прямолинейная, местами весьма прихотливая, обусловленная наличием ряда апофиз. Часто жильные тела выполняют трещины-отдельности, параллельные первичномагматическим структурам течения вмещающих пород, реже они ориентированы перпендикулярно или диагонально относительно элементов первичной тектоники.

Жильные диориты, кварцевые диориты и диорит-порфиры по составу близки к соответствующим породам Таваярвинского комплекса, несколько отличаясь от них лучшей сохранностью первичного плагиоклаза, представленного слабо серицитизированным андезином (34—36% An). Жильные гранодиориты и плагиограниты почти полностью идентичны кислым породам данной группы. Для этого жильного комплекса характерно широкое развитие вторичных бластических структур, по-видимому, обусловленное тем, что выполненные жильным материалом трещины, продолжали оставаться ослабленными зонами при более поздних подвижках.

Химическая характеристика данного магматического комплекса приведена в табл. 33.

Таблица 33

Окислы	Диориты	Кварцевые диориты	Грано- диориты	Жильные		
				Метадио- риты	Гранодио- риты	Диориты
	Таваярвинский массив					Район Кивакка
	Количество анализов					
5	2	4	3	4	1	
1	2	3	4	5	6	
SiO <sub>2</sub>	57,20	61,54	65,84	52,46	70,23	56,28
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,46	0,50	0,95	0,19	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,79	18,06	15,51	17,93	15,57	17,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,68	1,01	1,25	4,34	1,13	3,03
FeO	3,84	3,29	2,66	4,53	1,43	6,03
MnO	0,08	0,05	0,05	0,11	0,04	—
CaO	5,33	5,08	4,25	7,32	2,27	5,26
MgO	3,04	2,40	2,09	2,89	0,63	2,39
Na <sub>2</sub> O	4,50	4,79	4,14	3,50	5,18	4,36
K <sub>2</sub> O	1,87	1,71	2,02	2,78	2,22	1,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	—	0,06	0,55	0,11	—
H <sub>2</sub> O	0,23	0,27	0,27	0,22	0,11	0,10
П.п.п.	1,51	0,89	0,97	2,09	0,87	3,00
Сумма . .	100,06	99,55	99,61	99,67	99,98	100,03

Анализ 1—5 по В. И. Шмыгалеву (1957), анализ 6 по Д. К. Ловицкому (1955 г.)

Как видно из приведенных в табл. 33 цифр, породы данного комплекса по составу близки к средним анализам диоритов, гранодиоритов, несколько отличаясь от них повышенным содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, в меньшей степени Na<sub>2</sub>O и пониженными значениями MgO и CaO.

Спектральными анализами в диоритах Таваярвинского массива установлено несколько повышенное содержание бериллия.

#### Участок озер Куола-Ярви, Пюхя-Ярви, Ала-Нята-Ярви

Вдоль восточного обрамления Куолаярвского синклиория, плагио-микроклиновые граниты протерозоя слагают ряд небольших тел среди гранито-гнейсов архея и отдельные жилы в метадиабазах, зеленых сланцах, кварц-серцитовых вмяцках и кварцитах краевой части протерозойской зоны. Так как вмещающие осадочно-эффузивные образования данного участка рядом исследователей (Перевозчикова, 1957 г.; Кратц, 1957) относятся к тунгудско-надвоицкой серии, прорывающие их граниты рассматриваются как поздние интрузии нижнего протерозоя.

В гнейсо-гранитах архея гранитоиды протерозоя образуют пластобразные, линзообразные, реже штокообразные тела площадью от долей километра до 15 км<sup>2</sup>, преимущественно ориентированные в субмеридиональном и северо-западном направлениях параллельно линии контакта с осадочно-эффузивными образованиями протерозоя. Вследствие наличия широких ареалов мигматизации переходы между ними и вмещающими породами обычно являются постепенными, а контуры гранитных тел — в значительной степени условными.

Граниты данного участка характеризуются среднезернистым, реже мелко- и крупнозернистым сложением, розовой или серовато-розовой окраской и массивной, реже гнейсовидной текстурой. Широким распространением пользуются порфириовидные разновидности, в которых крупные кристаллы полевого шпата (плагиоклаза и микроклина), местами достигающие 1—2 см, отчетливо ориентированы параллельно контурам гранитных тел или общему направлению гнейсовидности вмещающих пород. Граниты в основном состоят из микроклина, олигоклаза (22—28% An) и кварца; содержание которых варьирует в значительных пределах. В небольшом количестве в них присутствуют биотит, как правило, в той или иной степени замещенный хлоритом, мусковит, изредка амфибол, магнетит и вторичные: эпидот, карбонат, серицит. Из минералов акцессорных обычны гематит, турмалин, апатит и относительно редки сфен, циркон, рутил и ортит. Т. В. Библиной и А. Д. Дашковой (1953 г.) при изучении тяжелой фракции гранитов Куола-Ярви были отмечены единичные зерна пирита и барита. Структура гранитов бластогранитная, гипидиоморфная или гранобластическая. Местами наблюдаются отчетливые следы катаклаза, проявляющиеся в дроблении полевых шпатов и резко выраженном волнистом погасании кварца.

Несколько иной характер имеют плагио-микроклиновые граниты, развитые среди осадочно-эффузивных образований тунгудско-надвоицкой серии в зоне контакта их с гнейсо-гранитами архея. Господствующим распространением пользуются здесь ярко-розовые и мясо-красные, средне- и мелкозернистые аплитовидные разновидности, часто с резко выраженной порфириовидной структурой и местами отчетливой трахитоидностью по плагиоклазу. По форме залегания это — согласные, реже согласнорезающие жилы, приуроченные либо к контакту между гнейсо-гранитами архея и осадочно-эффузивными образованиями протерозоя, либо к контактам между различными членами протерозойского комплекса. Мощностъ гранитных жил колеблется от нескольких сантиметров до 250 м. По простираанию некоторые из них, например жильное тело Нива-Ярви, прослеживаются на 5—6 км.

К востоку от оз. Пюхя-Ярви среди метадиабазов, метамандельштейнов, кварцитов и роговообманковых сланцев тунгудско-надвоицкой серии встречаются небольшие секущие тела розовых, крупнозернистых пегматоидных гранитов. Размер их обычно не превышает 30—50×250—500 м (Кратц и Рийконен, 1953 г.). По текстуре эти породы занимают промежуточное положение между жильными гранитами, описанными выше, и типичными плагио-микроклиновыми пегматитами, генетически связанными с данным интрузивным комплексом. По минералогическому составу эти разновидности аналогичны гранитам оз. Куола-Ярви, очевидно, представляя несколько более позднюю фацию их.

Контакты гранитов с комплексом гнейсов, амфиболитов и олигоклазовых гнейсо-гранитов архея расплывчатые, сопровождающиеся обширными зонами порфиробластических мигматитов, по мере удаления от гранитных тел, постепенно сменяющихся послойными разновидностями. Во внутренних частях контактных ореолов среди массивных гранитов появляются отдельные ксенолиты вмещающих пород и локальные зоны обогащения цветными минералами.

Контакты гранитов с метадиабазами, кварцитами и сланцами тунгудско-надвоицкой серии обычно резкие, местами сопровождающиеся появлением мелкозернистой краевой фации. Во вмещающих породах

часто в том или ином количестве появляется вторичный микроклин, имеющий характерное мезостатическое развитие. Реже наблюдается возникновение типичных инъекционных сланцев с системой мелких (0,5—25 см) пластовых жил розового гранитного материала. Зеленокаменные породы, как правило, заметно обогащаются биотитом. На отдельных участках в них появляется серия послонных жил кварца и линзовидных или жилковидных скоплений эпидота. По мере приближения к зоне контакта, пересеченной системой гранитных тел, общий характер зеленокаменной толщи несколько меняется от метадиабазов, метапорфиритов и метамандельштейнов, до амфиболовых, биотит-амфиболовых сланцев, реже амфиболитов.

Жильная фация гранитоидов этого комплекса представлена пегматитами, образующими ряд пластовых, пластово-секущих и секущих тел как среди гнейсов и гранито-гнейсов архея, так и осадочно-эффузивных образований нижнего протерозоя. Мощность жил варьирует от десятков сантиметров до 20—30 м, а длина от нескольких метров до 200—300 м. Это недифференцированные или слабо дифференцированные тела, в основном сложенные ярко-розовым микроклином, в меньшей степени плагиоклазом и кварцем. В небольшом количестве в них присутствуют мусковит, биотит, изредка магнетит и пирит. В тяжелой фракции их отмечены гранат, сфен, циркон, в единичных случаях хромит, гематит, ортит, шеелит и пирохлор (Нефедов, Макарова, 1958 г.). Ш. А. Бойда (1958 г.) в небольшой жиле пегматита, секущей вкосте простираения гранито-гнейсы архея, описан фергусонит. Здесь же им наблюдалось замещение микроклина мелкозернистым сахаровидным альбитом.

Химическая характеристика плагио-микроклиновых гранитов и связанных с ними порфиробластических гнейсо-гранитов (метасоматитов) приведена в табл. 34.

Таблица 34

Окислы	Граниты плагио-микроклиновые				Гнейсо-граниты (метасоматиты)	
	оз. Куола-Ярви		оз. Пюя-Ярви	Масель-янтунтури	Аконваара	Вост. побережье оз. Пюя-ламби
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	71,48	73,04	75,82	70,38	66,12	66,47
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,16	0,09	0,28	0,89	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,58	13,53	12,81	15,99	15,26	15,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,94	0,47	0,48	0,61	1,39	0,69
FeO	1,48	1,83	0,91	1,93	3,89	2,75
MnO	0,08	0,02	0,01	0,02	0,07	0,05
CaO	0,71	1,07	1,16	2,33	3,11	1,87
MgO	0,45	0,87	0,48	1,18	0,85	1,81
N <sub>2</sub> O	2,46	3,60	2,80	2,07	3,94	4,30
K <sub>2</sub> O	5,75	4,70	5,10	4,56	3,67	4,35
H <sub>2</sub> O	—	0,10	0,15	0,11	0,11	0,21
П.п.п.	—	0,54	0,65	—	—	1,09
Сумма	100,07	99,96	100,46	99,47	99,78	99,89

Анализ 1 по К. О. Кратцу (1953); анализы 2, 3, 6 по Е. В. Нефедову (1958); анализы 4, 5 по Ш. А. Бойда (1958).

Как видно из приведенных в табл. 34 данных, граниты этого района характеризуются резкой пересыщенностью кремнеземом и местами глиноземом. По сумме  $\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O}$  среди них встречаются умеренно богатые и богатые щелочами разновидности. Плагин-микроклиновые граниты (анализ 2—3) по основным параметрам почти точно отвечают гранит-аплитам (Четвериков, 1956). Породы, иллюстрирующиеся анализами 1—4, близки к нормальным гранитам, местами несколько отклоняясь от них в сторону лейкократовых субщелочных разновидностей. Что касается гранито-гнейсов, то состав их варьирует в значительных пределах, в зависимости от характера субстрата и интенсивности процессов щелочного и кварцевого метасоматоза.

Спектральными анализами в отдельных пробах гранитов установлено повышенное содержание галлия и циркония. В единичных пробах пегматоидных гранитов и пегматитов констатируется присутствие ниобия.

#### Участок озер Пана-Ярви — Кукас-Озеро

В районе озер Пана-Ярви—Кукас-Озеро гранитоиды протерозоя слагают ряд тел размером от долей километра до десятков километров, преимущественно ориентированных в субширотном и северо-восточном направлении, параллельно оси Панаярвского синклинория. По характеру соотношений с осадочно-эффузивными образованиями различного возраста среди гранитоидов этого района намечается ранний интрузивный комплекс, прорывающий кристаллические сланцы тикшозерской серии (?), и поздний интрузивный комплекс, эруптирующий метадиабазы тунгудско-надвоицкой серии и поздние нижнепротерозойские основные и ультраосновные породы Олангской группы.

Ранние гранитоиды нижнего протерозоя, широко развитые в районе озер Сокол-Озеро и Кукас-Озеро, в основном проявлены в форме мигматитов по гнейсам и гнейсо-гранитам архея. В массе последних только местами обособляются небольшие пластообразные тела гранитов, редко превышающие сотни метров по простиранию. Среди мигматитов этого участка господствующим распространением пользуются разновидности, в которых инъекционный материал относительно равномерно пропитывает массу породы. Реже наблюдается послойная мигматизация, по-видимому, характерная для амфиболовых сланцев, приобретающих при этом гнейсовый облик.

Контакты гранитов с кристаллическими сланцами тикшозерской серии обычно резкие, местами сопровождающиеся образованием мелкозернистой краевой фации. Во вмещающих породах нередко в том или ином количестве появляется вторичный мезостатически развитый микроклин.

Граниты данного комплекса характеризуются массивной или гнейсовидной текстурой и преимущественно среднезернистым сложением. В краевых частях отдельных тел они отчетливо осланцованы в северо-восточном или субширотном направлении. Это розовые, красновато-розовые или серовато-розовые породы, в основном состоящие из микроклина, микроклин-пертита, подчиненного альбита (4—10% An) и кварца. В небольшом количестве в них присутствует биотит и изредка амфибол. Из минералов вторичных постоянно содержатся хлорит, серицит, эпидот, изредка кальцит. Среди аксессуарных минералов отмечены апатит, сфен, гематит, изредка циркон.

Структура гранитов бластогранитная или гипидиоморфная, с участками гранобластической. Местами отчетливо выражены процессы замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом, сопровождающиеся образованием каймы вторичного альбита или прерывистой оторочки мирмекита.

С гранитами данного комплекса генетически связаны жильные микроклиновые и плагио-микроклиновые пегматиты и аплиты, встречающиеся как среди материнских пород, так и на значительном расстоянии от них (Нумерова, 1932 г.).

Поздние гранитоиды нижнего протерозоя слагают Панозерский массив и ряд тяготеющих к нему более мелких тел. Стратиграфическое положение этих пород документируется наличием эруптивных контактов их с метадиабазами тунгудско-надвоицкой серии, основными породами Олангской группы и по характеру изменения последних в зоне экзоконтакта. Так, в массиве Кивакка габбро-нориты, рассеченные многочисленными мелкими жилками гранитов, превращены в темно-зеленые метагаббро. Здесь же в западном и юго-западном контактах массива Д. К. Ловицким и Э. В. Муровой (1955 г.) наблюдались своеобразные мигматиты плагио-микроклиновых гранитов по основным породам, очевидно, предварительно нарушенным процессами расщелачивания. В пределах данной зоны, мощностью от десятков до сотен метров, широкое развитие явлений щелочного метасоматоза приводит к появлению переслаивающейся серии вторичных пород состава сиенито-диоритов и сиенитов.

Панозерский массив, расположенный к югу от оз. Пана-Ярви, представляет неправильное тело площадью около 50 км<sup>2</sup>, приуроченное к зоне контакта между гнейсо-гранитами архея, диоритами Таваярвинского массива, метадиабазами тунгудско-надвоицкой серии и комплексом основных и ультраосновных пород массива Кивакка. По представлениям В. И. Шмыгалева (1957 г.), это интрузия трещинного типа, выполняющая сложную систему разломов субширотного и северо-западного простирания и крутого, северного падения. В составе ее главную роль играют микроклиновые, плагио-микроклиновые граниты и граносиениты. По мере движения к югу в небольшом количестве появляются кварцевые сиениты, и юго-восточная часть массива в основном сложена гибридными сиенито-диоритами, содержащими многочисленные, в той или иной степени переработанные ксенолиты основных пород. В породах Панозерского массива нередко отчетливо выражена трахитоидность по полевому шпату, в общем ориентированная параллельно контурам интрузивного тела с преимущественным падением к северу под углами 60—80°. Близ южного контакта его наблюдаются отдельные зоны милонитизации, параллельные первичномагматическим структурам течения этих пород.

Граниты и граносиениты данного комплекса характеризуются розовой и красно-розовой окраской и среднезернистым, реже крупнозернистым сложением. В составе их главную роль играют микроклин, микроклин-пертит, в меньшей степени альбит (2—5% An) и кварц (12—15%). В небольшом количестве присутствуют биотит, мусковит, изредка обыкновенная роговая обманка, рудный минерал; вторичные: эпидот, цоизит, хлорит, серицит, кальцит, лейкоксен и аксессуарные: сфен, апатит, редко циркон. Структура этих пород гипидиоморфная с участками гранобластической и катакластической. Изредка наблюдается микропегматитовое сростание полевого шпата и кварца.

Кварцевые сиениты отличаются от гранитов повышенным содержанием калиевого полевого шпата, присутствием обыкновенной роговой обманки, в той или иной степени замещенной биотитом, хлоритом, эпидотом, и местами диопсида, обрастающего каймой амфибола. Появление пироксена в них, по-видимому, обусловлено процессами контаминации кислой магмы материалом вмещающих основных пород.

Сиенито-диориты, преимущественно приуроченные к зонам контакта с основными породами массива Кивакка, характеризуются полосатой текстурой, мелко- и среднезернистым сложением, розовато-серой (до серой) окраской и значительными вариациями количественного минералогического состава. В этих породах, образованных при метасоматическом замещении базитов нижнего протерозоя, местами сохраняются реликты офитовой структуры, обусловленной лейстовым развитием плагиоклаза. Лейкократовые разновидности их по составу близки к кварцевым сиенитам, меланократовые — к диоритам и сиенито-диоритам. В сиенито-диоритах в значительном количестве присутствует микроклин, явно корродирующий олигоклаз-андезин (21—30% Ап). Цветные минералы, содержание которых варьирует в пределах 25—40%, в основном представлены вторичным, мелкочешуйчатым биотитом, в меньшей степени амфиболом (обыкновенная роговая обманка и актинолит), нередко содержащим отдельные реликтовые зерна пироксена. По-видимому, к этому же магматическому комплексу относятся микроклиновые

Таблица 35

Окислы	Ранние гранитоиды нижнего протерозоя		Поздние гранитоиды нижнего протерозоя		
	Граниты	Граниты	Гибридные сиенито-диориты	Грано-сиенит	Гибридные сиенито-диориты
	оз. Кукас-Озеро	оз. Пана-Ярви	Массив Кивакка	оз. Сокол-Озеро	р. Нурис
	Количество анализов				
	1	2	2	1	1
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	72,64	72,35	57,97	59,42	57,75
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,15	0,61	0,66	0,62
Li <sub>2</sub> O	—	—	—	0,08	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,14	14,42	19,90	18,27	18,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	2,18	1,95	5,61	3,05
FeO	1,00	0,67	2,83	2,52	2,30
MnO	0,08	0,18	—	—	0,09
MgO	0,76	0,37	2,19	2,38	2,20
CaO	0,97	1,20	3,65	2,36	3,96
Na <sub>2</sub> O	4,06	4,23	5,52	4,09	6,00
K <sub>2</sub> O	3,91	3,20	3,95	4,58	3,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,11	0,43
фтор	—	—	—	0,08	—
H <sub>2</sub> O	0,12	—	0,09	0,28	0,42
П.п.п.	1,08	1,09	1,32	1,28	1,17
Сумма . . .	100,18	100,40	99,98	99,97	100,47

Анализы заимствованы из работ В. Хакмана (1929), В. Н. Нумеровой (1934 г.), К. О. Кратца (1953 г.), Д. К. Ловицкого (1955 г.) и В. И. Шмыгалева (1956 г.)



граниты (граносиениты) района оз. Сокол-Озеро, в значительном количестве содержащие магнетит и в числе аксессуарных флюорит (Нумерова, 1934 г.). Ввиду отсутствия детальных исследований эти породы не отделены от широко развитых здесь гранит-мигматитов и мигматизирующих гранитов, по-видимому, представляющих ранние интрузии нижнего протерозоя.

Химическая характеристика гранитоидов этого комплекса и связанных с ними гибридных пород приведена в табл. 35.

Как видно из данных табл. 35, граниты рассматриваемого района по составу близки к средним докембрийским гранитам щелочно-земельного ряда, несколько отклоняясь от них в сторону щелочных разновидностей. Что касается гибридных сиенито-диоритов, то они по основным параметрам занимают промежуточное положение между кварцевыми диоритами и щелочными сиенитами, заметно отличаясь от тех и других повышенным содержанием  $Al_2O_3$ .

#### Участок озер Нот-Озеро — Тикше-Озеро

В районе озер Нот-Озеро — Тикше-Озеро плагио-микроклиновые граниты и связанные с ними гибридные гранодиориты образуют ряд небольших пластовых тел среди мигматизированных гнейсов, амфиболитов и гранито-гнейсов архея. Так как эти породы и их жильные дифференциаты (пегматиты и аплиты) прорывают сланцы и амфиболиты тикшозерской серии, они условно рассматриваются нами как ранние интрузии нижнего протерозоя. По структуре и составу граниты данного участка аналогичны плагио-микроклиновым гранитам района оз. Кукас-Озеро.

Гибридные гранодиориты, приуроченные к краевым частям гранитных тел, представляют серые, мелкозернистые породы, в основном состоящие из олигоклаз-андезина (28—30% An), подчиненного количества кварца и биотита (10—12%). Содержание микроклина, явно замещающего плагиоклаз, варьирует от 3—5% до 15—20%. В небольшом количестве в них появляются эпидот и в зоне контакта с амфиболитами — обыкновенная роговая обманка.

Контакты гранитов с гнейсами, амфиболитами и гранито-гнейсами архея документируются обширными зонами мигматитов, преимущественно представленных послойными и порфиробластическими разновидностями: сланцеватые амфиболиты архея в зонах мигматизации сменяются биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, связанными со вмещающими гранитами рядом постепенных переходов.

Кристаллические сланцы тикшозерской серии в зоне контакта и вблизи гранитных жил содержат небольшое количество вторичного, мезостатически развитого микроклина. Здесь же наблюдается изменение гиперглиноземистых минералов (кианита, ставролита, граната), с образованием по ним вторичного мусковита (Неуструев, 1933 г.; Волотовская, 1933 г.). Амфиболиты данной серии в контакте с гранитами резко обогащаются кварцем и биотитом. В значительном количестве в них появляются эпидот и местами скаполит, образование которых несомненно связано с изменением характера плагиоклаза этих пород от лабрадорбитовнита (68—80% An) до андезина (37—42% An).

Жильная фация гранитов данного участка представлена плагио-микроклиновыми аплитами и пегматитами. Аплиты, слагающие жилы мощностью до 2—3 м, отличаются от гранитов повышенным содержа-

нием микроклина. Пегматиты внутри гранитных тел образуют неправильные гнезда и небольшие линзы. Среди гнейсов, гранито-гнейсов архея, кристаллических сланцев и амфиболитов нижнего протерозоя они дают ряд жил мощностью от 0,5 до 20—25 м. Характерной особенностью их является крупнозернистое (до гигантозернистого) сложение, высокое содержание микроклина, одновременное присутствие мелких листочков биотита, мусковита и местами (район к северу от оз. Нот-Озеро) крупных, короткостолбчатых кристаллов черного турмалина.

Химическая характеристика гранитоидов этого участка приведена в табл. 36.

Таблица 36

Окислы	Граниты		Гранодиориты	
	оз. Тикше-Озеро	оз. Нот-Озеро	оз. Нот-Озеро	оз. Тикше-Озеро
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	72,78	68,37	65,57	62,58
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,38	0,31	0,30
LiO <sub>2</sub>	0,03	—	—	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,59	17,02	18,72	21,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	0,24	0,69	0,90
FeO	1,49	1,84	2,89	1,76
MnO	0,04	0,04	0,06	0,03
MgO	0,33	0,56	1,63	0,91
CaO	1,02	2,78	4,66	4,14
Na <sub>2</sub> O	3,76	3,44	3,21	3,89
K <sub>2</sub> O	4,76	4,18	2,23	2,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06	0,05	0,09
Фтор	0,09	—	—	0,06
H <sub>2</sub> O	0,17	0,20	0,20	0,56
П.п.п	0,20	1,04	—	0,92
Сумма	100,07	100,15	100,22	100,32

Анализы 1—4 по Ю. С. Неуструеву (1935 г.); анализы 2—3 по Н. А. Вологовской (1934 г.)

#### Участок озер Топ-Озеро—Кереть

На водоразделе между озерами Кереть и Топ-Озеро гранитоиды протерозоя и связанные с ними мигматиты по гнейсам, гранито-гнейсам и амфиболитам архея слагают обширные площади, измеряемые десятками или первыми сотнями квадратных километров. Собственно граниты в основном сосредоточены на восточном побережье оз. Топ-Озеро, где ими сложено довольно крупное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении. В центральной и восточной частях водораздела господствующим распространением пользуются мигматиты, в основном представленные послынными и порфиробластическими разновидностями. Только местами среди них обособляются небольшие пластообразные, линзообразные и неправильные тела гранитного облика. Плагдио-микроклиновые граниты этого участка по структуре и составу близки к гранитоидам района озер Куола-Ярви и Пана-Ярви, несколько отличаясь от них локальным обогащением магнетитом. Присутствием последнего, по-видимому, объясняется появление здесь небольшой магнитной аномалии (Каспарова, Кацков, 1947 г.). В единичных шлифах этих пород был отмечен топаз, образующий редкие, микроскопически мелкие кри-

сталлы. В зоне контакта с амфиболитами и эпидозитами архея граниты резко обедняются микроклином, кварцем и одновременно обогащаются плагиоклазом, биотитом, минералами группы эпидота и местами амфиболом, переходя в гибридные плагиограниты и гранодиориты.

Плагиоклазовые граниты данного комплекса, явно эруптирующие основные породы (габбро-нориты, габбро-пироксениты), слагают довольно крупное тело на северо-восточном побережье оз. Венг-Озеро. Это серые мелко- и среднезернистые породы, в основном состоящие из олигоклаза. Только в центральной части массива наблюдается повышенное содержание микроклина, местами приводящее к появлению обычных, плагио-микроклиновых разновидностей. Согласно данным С. Д. Смирнова (1941 г.), внутренняя структура этого тела, ориентированная в северо-восточном направлении, является секущей относительно меридиональной складчатой структуры вмещающих сланцеватых амфиболитов, в той или иной степени измененных процессами щелочного метасоматоза.

Своеобразные плагио-микроклиновые граниты, по структуре несколько напоминающие граниты рапакиви, описаны Н. А. Волотовской (1940 г.) на южном берегу оз. Нижнее Керетьское. Здесь они образуют небольшое, по-видимому, дайкообразное тело, явно олигоклазовые гнейсо-граниты архея. Это серовато-розовая порода с крупными (1—2 см) «овоидами» микроклина, погруженными в среднезернистую кварц-полевошпатовую основную массу. «Овоиды» представлены агрегатами мелких зерен ярко-розового микроклина, реже отдельными крупными кристаллами его, местами окруженными прерывистой каймой олигоклаза. В небольшом количестве в породе присутствуют биотит и мусковит, нередко имеющие ориентированное расположение.

Жильная фация гранитоидов данного района представлена порфиридовидными пегматоидными гранитами, гранит-аплитами и пегматитами, преимущественно сосредоточенными за пределами зон интенсивной мигматизации. Эти породы образуют неправильные тела или сложные жилы, местами явно секущие складчатую структуру вмещающих гнейсов, амфиболитов и гранито-гнейсов архея (рис. 56). Порфиридовидные пегматоидные граниты и гранит-аплиты обычно представлены микроклиновыми разновидностями. Состав пегматитов чаще плагио-микроклиновый. Относительно редко наблюдаются чисто плагиоклазовые разновидности. Из минералов второстепенных постоянно присутствуют: биотит, турмалин, апатит, местами мусковит, магнетит, изредка амфибол, гранат, несомненно заимствованные из вмещающих боковых пород, в единичных случаях отдельные мелкие кристаллы молибдена.

Стратиграфическое положение гранитоидов водораздела между озерами Кереть—Топ-Озеро устанавливается по активному воздействию их на кристаллические сланцы тикшозерской серии (горы Хизовара, Магнетитовая варака) и габбро-нориты, габбро-пироксениты, образующие ряд лакколитообразных тел, секущих вкрест простиранья меридиональную складчатую структуру архея.

Среди кристаллических сланцев и амфиболитов района горы Хизовара микроклинсодержащие плагиоклазовые граниты и порфиридовидные гранодиориты слагают несколько небольших неправильных тел и секущих жил мощностью до 2,5 м. С воздействием плагио-микроклиновых гранитов, широко развитых к югу от горы Хизовара, по-видимому, связаны процессы калиевого метасоматоза этих протерозойских пород (свиты хизовара по Н. А. Волотовской), проявляющиеся в изменении

кианита, ставролита, плагиоклаза, граната с образованием по ним вторичного, мелкочешуйчатого мусковита. В районе горы Магнетитовой вараки наблюдается непосредственная инъекция и эрупция порфировидными плагио-микроклиновыми гранитами кварц-кианитовых, магнетит-грюнеритовых и других сланцев, сопровождающаяся интенсивным развитием явлений щелочного метасоматоза, местами почти нацело уничтожившего такие минералы, как кианит и ставролит.

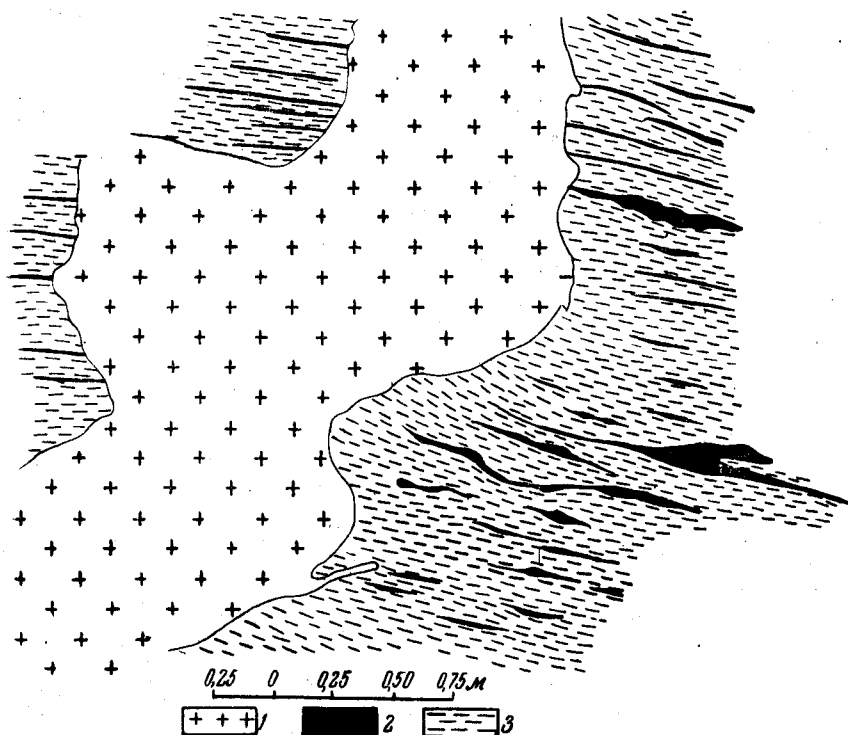


Рис. 56. Жила порфировидного гранита в гранито-гнейсах архея (по С. Д. Смирнову, 1941)

1 — порфировидные микроклиновые граниты; 2 — мигматизирующие плагио-микроклиновые граниты; 3 — гранито-гнейсы

Соотношение гранитов с комплексом габбро-норитов и габбро-пироксенитов устанавливается по наличию в основных породах ряда секущих пегматитовых жил, окруженных широкими зонами вторичных амфиболитов.

Необходимо отметить, что стратиграфическое положение основных пород, вмещающих пегматиты этого района, точно не установлено. Н. Г. Судовиковым и рядом других исследователей они относятся к магматическим образованиям архея.

Между тем В. Н. Нумерова (1947 г.) рассматривает их как интрузии нижнего протерозоя, одновременные с комплексом базитов и гипербазитов Олангской группы. Если дальнейшие исследования подтвердят протерозойский возраст основных пород, тогда часть гранитоидов данного района будет принадлежать к позднему нижнепротерозойскому

интрузивному циклу. По-видимому, такое омоложение возможно для некоторых топазосодержащих гранитов оз. Топ-Озеро, рапакивиобразных гранитов оз. Кереть и жильных пегматоидных гранитов, секущих вкрест простирания складчатую структуру архейских пород.

#### Поздние гранофировые граниты и связанные с ними гранодиориты

Гранофировые ортоклазосодержащие граниты и связанные с ними гибридные гранодиориты данного комплекса сосредоточены на западном побережье оз. Топ-Озеро (массив Корманка), к югу от оз. Пан-Озеро (массив Нуорунен и другие) и в районе оз. Кереть — р. Елеть (Вычанский массив). Эти породы образуют малые интрузии трещинного типа, приуроченные к зонам разломов в гнейсо-гранитах архея, осадочно-эффузивных и интрузивных образованиях нижнего протерозоя. Размер слагаемых ими тел колеблется от долей километра до 50 км<sup>2</sup> и форма от штокообразной до линзовидной и дайкообразной. Судя по пространственному положению тел, разломы, по которым происходило внедрение гранитного материала, чаще являлись согласными, реже согласно секущими относительно внутренней структуры вмещающих пород.

Стратиграфическое положение этого комплекса определяется эруптивными соотношениями его с гранито-гнейсами архея, осадочно-эффузивными образованиями тунгудско-надвоицкой серии, ранними диоритами, гранодиоритами Таваярвинского массива, поздними основными породами нижнего протерозоя и наличием гальки гранофировых гранитов в базальных конгломератах среднего протерозоя.

На западном побережье оз. Пя-Озеро и к югу от оз. Пана-Ярви гранитоиды этого комплекса образуют два относительно крупных массива: Нуорунен, Корманка и ряд небольших тел.

Массив Нуорунен, расположенный к югу от оз. Пана-Ярви, представляет линзовидное тело площадью около 35 км<sup>2</sup>, приуроченное к зоне контакта между плагио-микроклиновыми гранито-гнейсами архея и диоритами нижнего протерозоя (Таваярвинский массив). Согласно данным В. И. Шмыгалева (1957 г.), это пограничная трещинная интрузия, пластово-секущая относительно внутренней структуры вмещающих пород (рис. 57). Данное тело в основном сложено мясо-красными крупнозернистыми гранитами, которые в зоне контакта местами сменяются розовато-желтыми порфиридовидными разновидностями. В центральной части массива местами наблюдаются небольшие неправильные тела пегматоидных гранитов, связанных со вмещающими крупнозернистыми разновидностями рядом постепенных переходов. В висячем боку интрузивного тела иногда появляются лейкократовые граниты, почти лишенные цветных минералов.

Гранитоиды массива Нуорунен в основном представлены первичногнейсовой структурной фацией. Гнейсовидность, обусловленная плоскостным параллелизмом слюды и удлинённых зерен кварца, ориентирована в субширотном направлении параллельно контурам интрузивного тела с падением к северу под углами 50—80°. Местами на плоскостях гнейсовидности наблюдается линейный параллелизм веретенообразных агрегатов цветного минерала, длинных осей зерен кварца или цепочек зерен его.

Нередко эти породы отчетливо катаклазированы. Зоны катаклаза чаще ориентированы параллельно плоскости контакта и первичномагматическим структурам течения, реже под разными углами секут их.

Наиболее резко явления катаклаза выражены в краевых частях массива, где они часто охватывают не только собственно граниты, но и вмещающие их гнейсо-граниты архея и диориты нижнего протерозоя.

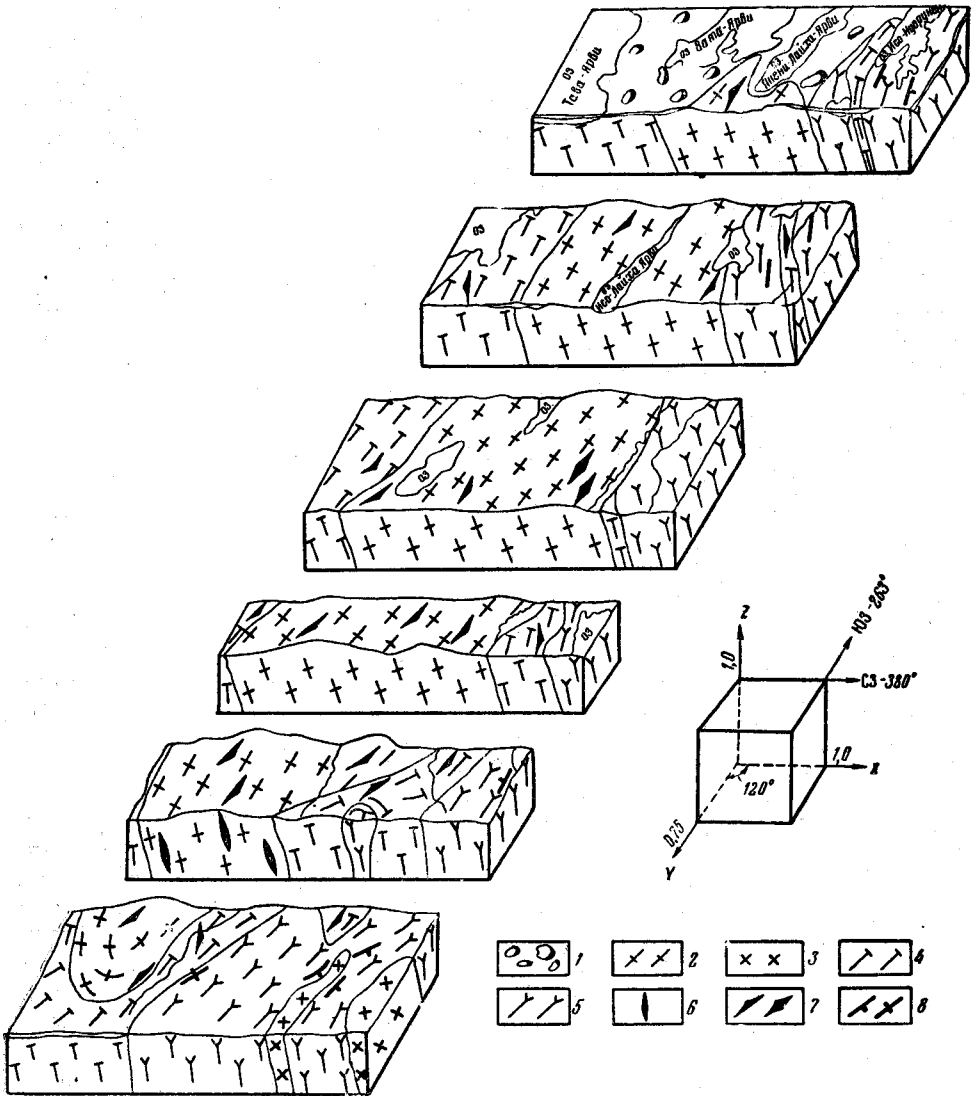


Рис. 57. Блок-диаграммы гранитного массива Нуорунен (по В. И. Шмыгалеву, 1956)

1 — четвертичные отложения; 2 — граниты г. Нуорунен; 3 — гранодиориты таваярвинского комплекса; 4 — диориты таваярвинского комплекса; 5 — плагио-микроклиновые гнейсо-граниты; 6 — линейность; 7 — трахитоидность наклонная и вертикальная; 8 — гнейсовидность наклонная и вертикальная

В верхнем контакте массива среди катаклазированных гранитов местами наблюдаются узкие зоны милонитизации, в пределах которых порода превращена в тонколистоватый тектонический сланец.

Массив Корманка расположен на юго-западном побережье оз. Пя-Озеро. Это удлиненное тело площадью около 50 км<sup>2</sup>, вытянутое

в северо-западном направлении параллельно элементам внутренней структуры вмещающих гранодиоритов таваярвинского комплекса. В наиболее изученной северной части его присутствуют крупные (до  $0,4 \times 1,5$  км) линзовидные тела вмещающих пород, ориентированных в том же северо-западном направлении.

Массив в основном сложен красновато-розовыми средне- и крупнозернистыми плагио-микроклиновыми гранитами с резко подчиненными им граносиенитами и кварцевыми сиенитами. По данным В. И. Шмыгалева (1957 г.), все эти породы имеют отчетливо выраженные первичномагматические структуры течения. Чаще это трахитоидность, обусловленная субпараллельной ориентировкой полевого шпата, реже линейность, вызванная правильным расположением линзовидных агрегатов цветного минерала. Плоскость трахитоидности преимущественно ориентирована в северо-западном направлении ( $285-295^\circ$ ), параллельно плоскости контакта с падением к северо-востоку под углом  $50-80^\circ$ . В различных частях массива встречаются маломощные зоны катаклаза и милонитизации, преимущественно согласные с направлением трахитоидности гранитов.

Вблизи массивов Нуорунен и Корманка вмещающие породы несколько обогащаются кварцем и местами микроклином, образующим крупные порфиробласты размером до  $1,5-2,0$  см. Мощность этой экзоконтактной зоны обычно не превышает первых десятков метров, в единичных случаях достигая 200 м. Небольшие тела гранитоидов типа Нуорунен—Корманка описаны Т. В. Билибиной, А. Д. Дашковой (1953 г.) среди метадиабазов южного побережья оз. Пана-Ярви и В. И. Шмыгалевым (1957 г.) в диоритах, гранодиоритах Таваярвинского массива. По форме залегания это небольшие линзы или правильные жилы мощностью  $2,5-15$  м, приуроченные к мелким, круто падающим зонам разломов субширотного и северо-западного направления. Граниты типа Нуорунен—Корманки резко отличаются от других гранитоидов архея и нижнего протерозоя присутствием крупных округлых зерен голубоватого опаловидного кварца, микроскопических зерен ортоклаза и широким развитием гипидиоморфных и графических структур. Эти породы в основном состоят из микроклина, микроклин-пертита, альбит-олигоклаза и кварца. В небольшом количестве в них содержатся ортоклаз, биотит, амфибол, реже мусковит и из минералов вторичных — эпидот, цоизит и хлорит. В составе тяжелой фракции их постоянно присутствуют: флюорит, магнетит, апатит, циркон, в меньшем количестве ортит, сфен, гранат, пирит, изредка ильменит, гематит, в единичных случаях анатаз, рутил, барит, монацит, молибденит и галенит (Билибина и Дашкова, 1953 г.).

Калиевый полевой шпат образует крупные, неправильные зерна и широкую кайму вокруг плагиооклаза. Часто наблюдается микропегматитовое срастание его с кварцем.

Плагиооклаз, развитый в виде удлинённых зерен и правильных идиоморфных кристаллов, в основном представлен альбитом ( $10-12\%$  An). В участках, насыщенных ксенолитами диоритов, появляется олигоклаз-андезин ( $20-34\%$  An), обычно несколько загрязненный сососоритом.

Амфибол ряда обыкновенной роговой обманки часто дает срастание с биотитом и минералами группы эпидота. Местами наблюдается замещение его светло-бурой, мелкочешуйчатой слюдкой.

В зонах милонитизации наблюдается развальцевание полевого шпата и кварца, замещение плагиоклаза эпидотом, цоизитом, редко пренитом и обособление цветных минералов в узкие линзы и пропластки. Местами, там где процессы дробления достигают максимальной интенсивности, порода приобретает характер тонкополосчатого тектонического сланца.

Граносиениты, местами переходящие в кварцевые сиениты, отличаются от собственно гранитов высоким содержанием калиевого полевого шпата, достигающим 70—75%, и отсутствием типично выраженных гранофирированных структур.

Жильная фация гранитоидов данного комплекса представлена порфирированными гранитами (гранит-порфирами), граносиенитами, гранит-аплитами, кварцевыми порфирами и пегматитами. Все эти породы чаще образуют правильные прямолинейные дайки широтного или северо-восточного простирания и крутого, до вертикального падения (рис. 58). Реже, преимущественно для пегматитов, наблюдаются сложные, сетчатые жилы. Мощность жил колеблется от долей метра до 15—20 м. Главная масса их сосредоточена в центральных частях интрузивных тел.

Гранит-порфиры по структуре и составу близки к порфирированным гранитам краевой зоны. Жильные аплиты представляют розовато-желтую мелкозернистую лейкократовую породу, в основном состоящую из решетчатого микроклина, короткопризматических кристаллов альбита и кварца, образующего агрегаты неправильных зерен или мелкие гранофирированные вставки в полевоом шпате. В небольшом количестве в ней присутствуют мелкочешуйчатый биотит, редкие кристаллы обыкновенной роговой обманки и мелкие зерна флюорита. Жильные граносиениты, местами переходящие в кварцевые сиениты, характеризуются ярко-розовой окраской мелко- или среднезернистым сложением, низким содержанием цветных минералов и высоким калиевого полевого шпата. Структура этих пород чаще гипидиоморфная, реже порфирированная или микропегматитовая, обусловленная тонким графическим сростанием микроклина и кварца.

Кварцевые порфиры представляют розовато-желтые мелкозернистые породы, порфирированная текстура которых хорошо выражена только в центральных частях жильных тел. Вкраплениями альбита и голубоватого опаловидного кварца погружены в криптокристаллическую или гранофирированную основную массу, состоящую из калиевого полевого шпата, альбита, кварца, небольшого количества мелкочешуйчатого биотита и серицита. Из минералов аксессуарных преобладает бесцветный



Рис. 58. Дайка кварцевого порфира в гранитах массива Нуорунен (по А. Д. Дашковой, 1954)



или темно-лиловый флюорит, образующий неправильные зерна размером до 1,5—2,0 мм. Изредка встречаются сфен, местами обрастаемый каймой флюорита, и мелкие кристаллики зонального ортита.

К жильным порфирам г. Нуорунен близки кварцевые кератофиры и плагиопорфиры, описанные Д. К. Ловицким и Э. В. Муровой (1955 г.) в юго-западном контакте массива Кивакка. Здесь они образуют ряд жил мощностью от долей метра до 40 м, секущих основные породы нижнего протерозоя и мигматизирующие их плагио-микроклиновые граниты.

На участке оз. Кереть—р. Елеть гранитоиды данного комплекса образуют ряд небольших тел согласных или согласно секущих относи-

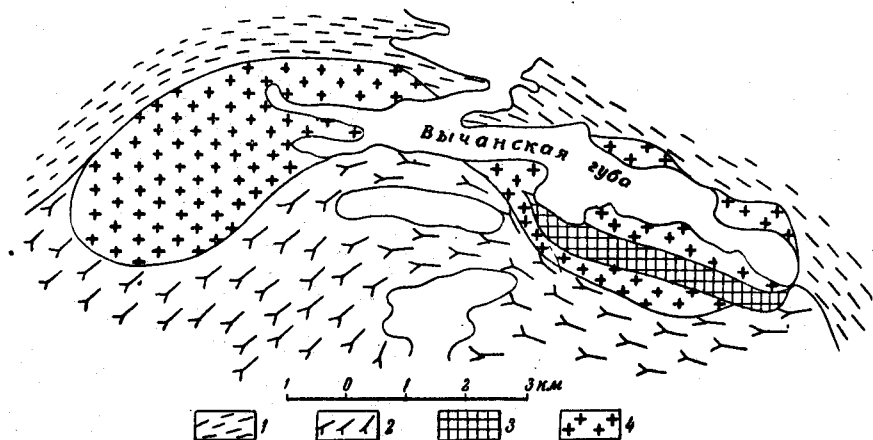


Рис. 59. Геологическая карта Вычанского массива (по Н. А. Волоотовской, 1940)

1 — амфиболиты архея; 2 — олигоклазовые гнейсо-граниты архея; 3 — габбро-диабазы нижнего протерозоя; 4 — граниты и гранодиориты поздней нижнепротерозойской группы

тельно складчатой структуры вмещающих пород. Наиболее крупными из них является Вычанский массив и массив нижнего течения р. Черной. Мелкие тела этих же пород известны к востоку от озер Верхнее и Нижнее Черное, на водоразделе между озерами Топ-Озеро и Кереть и на отдельных мелких островах последнего.

Вычанский массив, расположенный на южном берегу одноименного острова и примыкающих к нему берегах оз. Кереть, представляет узкое тело размером 1,2—2,4×11 км. В плане он имеет форму пологой дуги, обращенной выпуклостью к северу (Волоотовская, 1940 г.). Западная часть его приурочена к контакту между сланцеватыми амфиболитами и олигоклазовыми гнейсо-гранитами архея, образующими крыло антиклинальной складки северо-восточного направления (рис. 59).

На востоке данное тело, по-видимому, расчленяется на несколько апофиз, залегающих на контактах между сланцеватыми амфиболитами архея, седиментогенными сланцами и роговиками нижнего протерозоя и прорывающими их габбродиабазы, по составу и структуре близкими к основным породам олангской группы. Судя по форме и пространственному положению массива относительно складчатости вмещающих пород, это — согласносекущая интрузия трещинного типа. Западная часть ее сложена однородными, массивными гранодиоритами.

Характерным признаком их является присутствие голубоватого, опаловидного кварца, образующего правильные круглые зерна размером до 4—5 мм.

Местами, в краевой зоне массива, наблюдается слабая первичная гнейсовидность, обусловленная закономерной ориентировкой мелких, линзовидных скоплений цветного минерала. На отдельных участках плоскость гнейсовидности имеет более крутое падение (70—80°), чем сланцеватость вмещающих пород (40—60°), что позволяет говорить о некотором, по-видимому, локальном несогласии данного тела по падению (Волотовская, 1940 г.).

Значительно более сложной является восточная часть массива. Фактически это обширная зона эруптивной брекчии гранитов и связанных с ними гранодиоритов по габбро-диабазам, сланцам и пироксеновым роговикам нижнего протерозоя.

Гранитоиды данного участка являются неоднородными. Вдали от контактов они представлены розовыми, крупнозернистыми, местами порфиоровидными гранитами с круглыми зернами голубоватого, опаловидного кварца. В зоне контакта с габбро-диабазами и роговиками или в участках, переполненных ксенолитами их, развиты светло-серые среднезернистые гибридные гранодиориты. Нередко хорошо выражена пятнистая текстура, обусловленная присутствием неправильных, почти полностью ассимилированных ксенолитов вмещающих пород. Наконец, в непосредственном контакте с габбро-диабазами или роговиками образуется оторочка темно-серых мелко- и среднезернистых кварцевых диоритов.

В зоне экзоконтакта и в ксенолитах габбро-диабазы и пироксеновые роговики превращены в полевошпатовые амфиболиты, изредка сохраняющие реликты первичного состава и структуры. Гранитоиды восточной части массива обычно имеют массивное сложение. Только местами в контактных разновидностях их появляется отчетливая гнейсовидность, по цветному минералу ориентированная в направлении ЗСЗ 280—290°, параллельно плоскости контакта. Местами наблюдается приспособление гнейсовидности к контурам ксенолитов и границам крупных вкрапленников полевого шпата.

Крупнозернистые граниты этого тела по морфологии, минералогическому составу и структуре близки к гранитам массивов Нуорунен—Корманки. Главными признаками, отличающими их от последних, является широкое распространение ортоклаза, образующего как порфиоровидные кристаллы, так и мелкие зерна в основной массе, слабое развитие графических структур прорастания кварца и калиевого полевого шпата и бедность акцессорными минералами, среди которых были отмечены только единичные кристаллики сфена и апатита.

Гранодиориты, слагающие около 90% всей площади массива, представляют серые или розовато-серые породы, в основном состоящие из олигоклаз-андезина (21—34% An), подчиненного количества нерешетчатого калиевого полевого шпата (микроклина и ортоклаза) и кварца. Содержание последнего обычно не превышает 10—15%. В небольшом количестве (до 10—15%) в них присутствуют обыкновенная роговая обманка, гиперстен, диопсид, вторичный волокнистый амфибол, биотит, магнетит и акцессорные: сфен и апатит. В зоне контакта со сланцеватыми амфиболитами архея местами появляются отдельные зерна граната. Крупные зерна микроклина и ортоклаза местами содержат тонкие пертитовые вроски альбита. Плагноклаз по спайности нередко

разъедается калиевым полевым шпатом с образованием типичных антипертитов замещения. Кварц развит в виде отдельных зерен, небольших сегрегаций (горошин), мелких неправильных жилок, изредка в пегматитовых вростках в калиевом полевым шпате, образующем кайму вокруг плагиоклаза. Структура гранодиоритов чаще гранитовидная с участками гранофировой, реже гранобластическая.

Кварцевые диориты отличаются от гранодиоритов широким развитием порфиробластических и гранобластических структур, более высоким содержанием цветных минералов (биотита, амфибола), уменьшением содержания кварца и калиевого полевого шпата, несколько более основным характером плагиоклаза (26—40%  $Ap$ ), появлением скаполита и граната. Из цветных минералов преобладает обыкновенная роговая обманка, явно развивающаяся по пироксену и, в свою очередь, интенсивно замещающаяся биотитом. Появление скаполита несомненно связано с разложением первичного основного плагиоклаза габбро-диабазов, ассимиляцией которых обусловлено возникновение этих гибридных пород.

Гранодиориты Вычанского массива пересечены мало мощными зонами дробления, меридионального или северо-западного направления. В пределах этих зон они превращены в типичные полосчатые милониты, характеризующиеся широким развитием порфирокластических (местами бластических) структур, исчезновением гиперстена, увеличением количества диопсида, нередко образующего мелкие правильные кристаллы, появлением граната и изредка скаполита. Плагиоклаз, образующий порфиробласты, становится неустойчивым. Обычно наблюдается замещение его серицитом и калиевым полевым шпатом совместно с кварцем, слагающим мелкозернистую основную массу.

На правом берегу р. Ельть граниты и гранодиориты данного комплекса образуют несколько разрозненных тел среди сланцеватых амфиболитов, плагиоклазовых, плагио-микроклиновых гнейсо-гранитов и мигматитов архея. Размер их колеблется от 2,4 км<sup>2</sup> на восточном побережье озер Верхнее и Нижнее Черное до 13—15 км<sup>2</sup> на участке оз. Долгое — оз. Новое (Смирнов и Филиппов, 1941 г.). Судя по

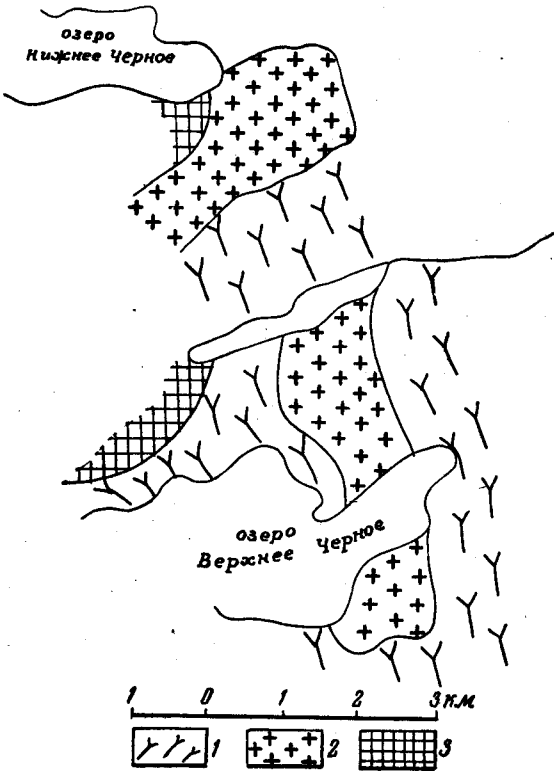


Рис. 60. Мелкие интрузии поздних нижнепротерозойских гранитов и гранодиоритов в гнейсо-гранитах архея (по С. Д. Смирнову, 1941)

1 — олигоклазовые гнейсо-граниты архея; 2 — граниты и гранодиориты поздней нижнепротерозойской группы; 3 — основные породы Ельтьозерского массива

пространственному положению их относительно складчатой структуры вмещающих пород, это согласные или согласно секущие интрузии трехинного типа (рис. 60).

В пределах данного участка господствующим распространением пользуются розовые крупнозернистые, часто порфирированные, биотитовые граниты. Подчиненную роль играют светло-серые гибридные пироксен-амфиболовые гранодиориты. По составу и структуре эти породы чрезвычайно близки к гранитоидам Вычанского массива. Некоторое отличие их от последних сводится к пониженному содержанию ортоклаза, образующего только антипертитовые вроски в плагиоклазе (Смирнов, 1941 г.), появлению небольшого количества эпидота, цоизита и мусковита. В тяжелой фракции их были встречены единичные зерна рудного минерала, сфена, ортита, апатита, циркона, редкие знаки ильменита, монацита, пирита, молибденита, граната и флюорита.

Химическая характеристика гранитоидов этого комплекса приведена в табл. 37.

Таблица 37

Окислы	Граниты		Гранодиориты
	Массивы		Вычанский
	Нуорунен	Корманка	
	Количество анализов		
	4	2	1
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	71,79	73,42	67,40
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,16	1,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,72	13,23	12,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	1,36	3,42
FeO	1,88	1,15	4,26
MnO	0,03	0,02	0,08
MgO	0,79	0,63	1,21
CaO	1,30	0,86	3,19
Na <sub>2</sub> O	3,10	2,54	2,94
K <sub>2</sub> O	4,49	5,71	3,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	—	—
F	0,10	0,10	—
H <sub>2</sub> O+	0,26	0,09	0,10
H <sub>2</sub> O—	0,07	—	—
П.п.п.	0,34	0,35	0,51
Сумма . . .	99,79	99,62	100,38

Анализы заимствованы из работ В. Хакмана, (1929 г.), Н. А. Вологовской (1940 г.); К. О. Кратца (1953 г.), Т. В. Билибиной (1953 г.) и В. И. Шмыгалев (1957 г.).

Как видно из приведенных в табл. 37 цифр, граниты массивов Нуорунен и Корманка по химизму занимают промежуточное положение между гранитами щелочного и щелочноземельного ряда. Характерной особенностью их является несколько повышенное содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, частично фемических компонентов и заметная примесь фтора. По характеру аксессуарных минералов они относятся к цирконо-флюоритовой группе.

Что касается гибридных гранодиоритов Вычанского массива, то они значительно отличаются от типичных гранитов резким обеднением

$\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , в меньшей степени  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и одновременным обогащением  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ , несомненно заимствованными из пироксеновых роговиков и габбро-диабазов нижнего протерозоя. В пределах Вычанского участка процессы ассимиляции и контаминации проявились особенно интенсивно, так как здесь вмещающие породы были сильно брекчированы в локальной зоне разлома, несомненно использованной поднимающейся гранитной магмой.

### *Юго-Западная Карелия*

Территория, окаймляющая протерозойские образования Восточно-Финляндской синклинойной зоны с севера, региональными съемками мелкого масштаба картировались как площадь распространения древнейших гнейсо-гранитов архея. Однако детальные исследования М. И. Морозова и Е. М. Михайлюк (1957 г.), проведенные к северо-востоку от озера Бол. Янис-Ярви, показали, что этот участок сложен осадочно-эффузивными образованиями и гранитоидами нижнего протерозоя, среди которых только местами сохраняются реликтовые зоны гнейсо-гранитов архея. Среди гранитоидов протерозоя по характеру соотношений с осадочно-эффузивными образованиями различного возраста выделяется ранний интрузивный комплекс, прорывающий кристаллические сланцы парандовской серии и поздний интрузивный комплекс, эруптирующий метадиабазы и метагаббро-диабазы тунгудско-надвоицкой серии.

Ранние гранитоиды нижнего протерозоя образуют ряд узких пластовых тел, преимущественно приуроченных к ядрам антиклиналей среди покровных толщ. Эти породы, представленные рядом диоритов, гнейсо-диоритов, гранодиоритов, плагиоклазовых и плагио-микроклиновых гранитов, дают обширные зоны мигматизации как по гнейсо-гранитам архея, так и кристаллическим сланцам парандовской серии. Метадиабазы, амфиболиты и зеленые сланцы последней в контакте с гранитоидами протерозоя нередко превращены в биотитовые и эпидото-биотитовые гнейсы. Диориты и гнейсо-диориты этого участка по структуре и составу аналогичны комплексу диоритов района оз. Сукк-Озеро.

Плагиограниты данного комплекса, преимущественно приуроченные к площадям распространения метадиабазов парандовской серии, характеризуются серой окраской мелко- или среднезернистой текстурой и массивным, реже гнейсовидным сложением. По структуре и составу они близки к диоритам, отличаясь от них повышенным содержанием кварца, несколько более кислым плагиоклазом (22—24%  $\text{An}$ ) и присутствием небольшого количества микроклина. В апикальных частях отдельных тел или апофизах, секущих зеленые сланцы и метадиабазы, плагиограниты обычно сменяются плагиоклазовыми гранит-порфирами. Это темно-серые породы с отчетливой порфировидной структурой, обусловленной присутствием таблитчатых вкрапленников олигоклаза в мелкозернистой кварц-полевошпатовой основной массе.

Плагио-микроклиновые граниты этого участка по структуре и составу аналогичны гранитам района с. Костомукши и озер Гимольского и Сукк-Озеро.

Гранитоиды данного комплекса нередко отчетливо брекчированы, катаклазированы и милонитизированы. Процессы нарушения, как правило, наиболее интенсивно проявлены в краевых частях интрузивных тел. Трещины в зонах дробления обычно залечены жильным кварцем

или кальцитом. Местами здесь же появляется бедное молибденовое, свинцовое и вольфрамовое оруденение, по-видимому, генетически связанное с поздними гранитоидами нижнего протерозоя (Морозов, Михайлюк, 1957 г.).

Вероятно, к этому же комплексу относятся кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты района с. Ялонвары, часто дающие гранит-порфировую краевую фацию. По данным Л. Н. Потрубович (1956 г.), с поздней гидротермальной фазой развития их связано серноколчеданное, молибденовое и полиметаллическое оруденение. Пространственно оно приурочено либо к мелкозернистым краевым зонам интрузивных тел, обычно сильно окварцованным и серицитизированным, либо к зонам интенсивного рассланцевания и милонитизации во вмещающей сланцевой толще.

Поздние гранитоиды нижнего протерозоя, прорывающие не только ранний нижнепротерозойский интрузивный комплекс, но и эруптирующие его метадиабазы и метагаббро-диабазы тунгудско-надвоицкой серии, образуют ряд небольших пластовых, пластово-секущих или секущих тел площадью от долей километров до 2—3 км<sup>2</sup>. По форме залегания это малые интрузии трещинного типа, приуроченные к зонам разломов северо-восточного, реже северо-западного направления. По особенностям состава среди них выделяются кварцевые диориты, гранодиориты, плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты. Характерной особенностью этих пород, отличающей их от ранних гранитоидов нижнего протерозоя, является отсутствие широких ареалов гранитизации, некоторая специфика химического состава и наличие бедной редкоземельной и редкометальной минерализации.

Кварцевые диориты данного комплекса образуют отдельные небольшие массивы или краевые зоны гранитных тел. Это серые средне- или крупнозернистые породы, в основном состоящие из олигоклаза (23—25% An), в той или иной степени загрязненного соссоритом, резко подчиненной обыкновенной роговой обманки и кварца. В небольшом количестве в них присутствуют биотит, обычно с краев замещающийся хлоритом, эпидот, цоизит, реже мусковит и акцессорные: ортит, сфен и рутил. Вблизи секущих жил гранитных пегматитов и аплитов в диоритах появляется вторичный метасоматический микроклин, явно замещающий олигоклаз. Структура этих пород бластопризматическая, реже — бластогранитная.

В краевых частях интрузивных тел и небольших апофизах их диориты представлены мелкозернистой порфировидной разновидностью, заметно обогащенной биотитом.

Плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты, местами связанные с диоритами рядом постепенных переходов, характеризуются массивной текстурой, средне- или крупнозернистым сложением, красноватой, реже серовато-розовой окраской и отчетливой гипидиоморфной структурой. Нередко среди них встречаются порфировидные разновидности с крупными (до 1,5—2,0 см) таблитчатыми кристаллами микроклин-пертита. В составе их главную роль играют микроклин, альбит-олигоклаз (17—19% An) и голубой опаловидный кварц. В небольшом количестве в породе присутствуют биотит, слабо замещающийся серицитом и хлоритом, и акцессорные: сфен, циркон, ортит, апатит и ксенотим. В протоочных пробах в них отмечены флюорит, шеелит, молибденит и в одном случае сподумен.

Окислы	Ранние гранитоиды нижнего протерозоя						Поздние гранитоиды нижнего протерозоя			
	Граниты плагнокла- зовые	Граниты плагно-ми- кроклино- вые	Диориты	Грано- диориты	Граниты плагнокла- зовые	Плагногра- нит-пор- фиры	Гранит микрокли- новый жиль- ный	Грано- диориты	Плагно-ми- кроклино- вые граниты	Пегма- тоидные граниты
	р-н Суо-Ярви		р-н Ялонвары				р-н Суо-Ярви			
	Количество анализов									
	1	5	3	1	3	1	1	2	2	2
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO <sub>2</sub>	73,90	74,60	59,76	69,56	70,41	71,42	76,14	70,58	73,95	75,17
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,11	0,33	0,32	0,29	0,22	0,26	0,50	0,18	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,09	13,62	17,83	15,02	14,88	15,63	13,31	15,18	13,73	13,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65	0,38	3,08	1,27	0,81	1,25	0,14	0,52	0,62	0,44
FeO	1,32	1,06	2,71	0,99	1,35	0,86	0,46	1,90	1,10	0,88
MnO	0,03	0,02	0,04	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01
CaO	2,05	0,56	4,05	1,85	1,27	1,83	0,36	2,30	0,93	0,85
MgO	0,69	0,48	3,89	1,49	1,25	0,46	0,27	1,28	0,70	0,41
Na <sub>2</sub> O	4,40	3,81	2,99	4,40	3,95	3,74	4,60	4,68	4,35	3,20
K <sub>2</sub> O	2,70	5,22	4,14	2,72	3,87	4,96	3,84	3,02	4,52	5,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,12	0,08	—	0,02	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	0,68	0,40	—	0,26	—	—	—
SO <sub>3</sub>	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	—	—	0,04	0,04	0,10	0,02	0,07	—	—	—
П.п.п.	0,24	0,21	0,78	0,95	0,79	0,12	0,18	0,34	0,27	0,13
Сумма	100,31	100,07	99,74	99,50	99,47	100,53	99,94	100,33	100,36	100,07

Анализы 1—5 по М. И. Морозову и Е. М. Михайлюк (1957 г.); анализы 6—10 по Г. О. Глебовой-Кульбах (1958 г.)

Жильная фация поздних гранитоидов нижнего протерозоя представлена плагиопорфирами, генетически связанными с кварцевыми диоритами и пегматоидными гранитами.

Плагиопорфиры, широко развитые в окрестностях с. Ялонвара, образуют ряд жил мощностью от долей метра до нескольких метров среди кристаллических сланцев парандовской серии. Это серые или светло-серые мелкозернистые породы с таблитчатыми кристаллами андезина (30% An) и изометричными зернами голубоватого опаловидного кварца в микрогранитной или гранофировой основной массе. В составе последней главную роль играют альбит-олигоклаз и кварц. В небольшом количестве здесь же присутствует микроклин, местами явно корродирующий плагиоклаз и мелкочешуйчатый биотит.

Пегматоидные граниты образуют неправильные секущие и пластово-секущие жилы мощностью до 2—2,5 м во вмещающих породах или небольшие шлировые тела в материнских гранитах. Это розовые крупнозернистые породы, состав которых варьирует в значительных пределах, в зависимости от характера вмещающих пород. Так, среди зеленых сланцев метадиабазов и амфиболитов нижнего протерозоя преобладают богатые плагиоклазом разновидности, тогда как в гранитах и гнейсо-гранитах различного возраста господствующим распространением пользуются существенно микроклиновые жильные граниты.

Химическая характеристика гранитоидов этого района дана в табл. 38.

Как видно из приведенных в табл. 38 цифр, гранитоиды этого района относятся к нормальному щелочноземельному ряду, по содержанию  $\text{SiO}_2$  варьирующему от насыщенных до пересыщенных разновидностей. Значительные колебания в содержании суммы щелочей и отношения  $\text{Na}_2\text{O}$  к  $\text{K}_2\text{O}$  этих пород, по-видимому, объясняется различным химическим составом магмы, в той или иной степени загрязненной процессами ассимиляции, а также последующими явлениями щелочного метасоматоза, наиболее интенсивно проявленного в диоритах и гранодиоритах.

Спектральными анализами в гранодиоритах района с. Ялонвары установлено несколько повышенное содержание лантана и местами иттрия. Согласно данным Г. О. Глебовой-Кульбах (1959), гранитоиды Ялонвары по составу тяжелой фракции, общему для всех пород этой серии, относятся к офеновому типу.

В поздних гранитоидах данного района намечается повышенное содержание церия, лантана и изредка иттрия.

### *Западное Беломорье*

В пределах Беломорского района плагио-микроклиновые граниты, условно отнесенные к нижнему протерозою, слагают ряд небольших тел площадью до 10—15 км среди гнейсов, амфиболитов и гранито-гнейсов беломорской серии. Это гранитоиды окрестностей г. Кеми, сел Подужемье, Поньгома, Шуерецкое, Сосновец, Авне-Порог, архипелага островов Кузова Белого моря и ряда других мест. Стратиграфическое положение данных пород, залегающих среди кристаллических образований архея, точно не установлено. Так как в окрестностях с. Окуневарака порфиробластические амфиболиты парандовской серии и метадиабазы, метамандельштейны тунгудско-надвоицкой серии прорываются жилами кварц-микроклинового состава (Островская, 1952 г.), раз-



витые в этом районе плагио-микроклиновые граниты могут рассматриваться как поздние гранитоиды нижнего протерозоя. По аналогии с ними и другие тела гранитов, близкие по структуре и составу, условно отнесены к той же группе (Перевозчикова, 1957). Необходимо отметить, что представление о протерозойском возрасте некоторых гранитоидов Западного Беломорья не является новым. Так, В. М. Тимофеевым (1935а, б) граниты так называемого беломорского типа сопоставлялись с протерозойскими гранитоидами Восточно-Карельской зоны и аналогизировались с посткалевийскими гранитами Финляндии. Позднее Н. Г. Судовиковым (1939б) к тому же протерозойскому комплексу относились порфиридные плагио-микроклиновые граниты о-ва Варбар-луда в Белом море.

Для ряда гранитных тел и связанных с ними пегматитовых жил западного Беломорья имеются определения величины абсолютного возраста, дающие цифры 1740—1860<sup>10</sup> лет (калиево-аргоновый метод). Данные цифры вполне сопоставимы с абсолютным возрастом нижнепротерозойских гранитоидов других районов Карелии и Кольского полуострова.

Нижнепротерозойские плагио-микроклиновые граниты Беломорского района представляют розовую или красновато-розовую крупнозернистую породу, нередко имеющую пегматоидный характер. Местами хорошо выражена гнейсовидность по биотиту, содержание которого заметно возрастает в краевых частях гранитных тел. Значительно реже встречаются массивные разновидности, местами имеющие порфиридное сложение. Структура гранитов бластогранитная, гранобластическая и порфиробластическая. Кроме микроклина, микроклин-пертита, альбит-олигоклаза (12—25% An) и кварца, в варьирующем количестве в породе присутствуют: биотит, местами амфибол, вторичные: мусковит, хлорит, эпидот, аксессуарные: апатит, сфен, циркон и ортит. Характерно постоянное присутствие магнетита, образующего небольшие, правильные октаэдры. Иногда встречается рассеянная вкрапленность пирита и, в единичных случаях, отдельные мелкие кристаллики молибденита (Островская, 1952 г.).

В гранитах Подужемского массива, окрестностей г. Кеми и с. Шуерецкое, наряду с биотитом, в том или ином количестве появляется густо окрашенный амфибол (анафорит), местами замещающий хлоритом. В аналогичных гранитах правобережья р. Кеми в небольшом количестве присутствует флюорит, являющийся одним из характерных минералов нижнепротерозойских гранитов.

На архипелаге островов Кузова те же биотит-амфиболовые граниты представлены существенно микроклиновыми разновидностями, характеризующимися локальным развитием микрографических структур.

Г. Т. Макеенко (1947 г.) в пределах Беломорского района описаны гранодиориты, появляющиеся в зоне контакта гранитов с порфиробластическими амфиболитами парандовской серии. Это серые мелко- и среднезернистые породы, в основном состоящие из плагиоклаза ряда андезина (32—34% An). В небольшом количестве в них присутствуют кварц, биотит, обыкновенная роговая обманка, местами микроклин, содержание которого обычно не превышает 8—10%, и мусковит.

Химическая характеристика гранитоидов Подужемского массива дана в табл. 39.

Необходимо отметить, что приведенные в табл. 39 цифры не являются типичными, так как среди анализированных пород отсутствуют

Таблица 39

Окислы	Граниты	
	плагноклазовые	плагно-микроклиновые
	1	2
SiO <sub>2</sub>	70,46	76,68
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,26	12,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,13	0,98
FeO	1,39	0,91
MnO	0,27	0,04
CaO	1,70	2,02
MgO	0,13	0,44
Na <sub>2</sub> O	7,48	3,15
K <sub>2</sub> O	0,68	2,70
H <sub>2</sub> O	0,13	0,06
П.п.п	1,03	0,50
Сумма . .	100,29	100,12

Анализы В. М. Тимофеева (1935)

характерные для этого массива существенно микроклиновые граниты. Как видно из приведенных данных, плагно-микроклиновые граниты близки к нормальным щелочноземельным гранитам, несколько отличаюсь от них повышенным содержанием SiO<sub>2</sub> и пониженным FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и K<sub>2</sub>O. Что касается первого анализа, то он, по-видимому, отвечает редкому для гранитоидов Карелии типу лейкократовых аляскитовых гранитов.

Жильная фация гранитоидов данного комплекса представлена пегматитами, аплитами и небольшими телами гидротермального кварца.

Пегматиты, прорывающие гнейсы, гранито-гнейсы и амфиболиты архея, образуют согласные, согласно-секущие и секущие жилы различной величины и формы. Господствующим распространением пользуются плагно-микроклиновые разновидности. В небольшом количестве в них присутствуют биотит, хлорит, местами явно замещающий биотит, реже мусковит, магнетит, аксессуарные сфен и апатит. Изредка встречаются существенно микроклиновые пегматиты и чисто плагноклазовые разновидности, характеризующиеся присутствием столбчатых кристаллов черного турмалина.

Особый интерес представляют пегматиты хут. Половина, залегающие в толще кристаллических сланцев парандовской серии (?). Наряду с минералами, перечисленными выше, в небольшом количестве в них присутствуют молибденит и единичные кристаллы берилла (Бунтин, 1932 г.). Местами в ассоциации с молибденитом встречаются пирит, халькопирит, а также арсенопирит, висмутовый блеск (?) и пентландит, обнаруженные при исследовании полированных шлифов. В краевых частях жил местами появляются гранат и кианит, явно заимствованные из вмещающих пород. Необходимо отметить, что бедная вкрапленность молибденита описана Г. Н. Бунтиным также в пегматитах р. Вято, секущих гнейсы беломорской свиты.

По-видимому, к тому же возрасту относятся пегматиты с редкометальной минерализацией района Лиземских озер (Тавастшерн, 1952). Эти породы, позднее описанные Ю. В. Никитиным (1957 г.),

образуют штокообразное тело размером  $40 \times 80$  м по контакту между биотит-амфиболовыми гнейсами хетоламбинской толщи и прорывающими их габбро-норитами позднеархейской группы. Тело пегматита слабо дифференцировано. В основном оно сложено плагиоклазовым пегматитом грубографической или петельчатой структуры. В краевой зоне в том или ином количестве появляется микроклин, образующий отдельные блоки или участки с пегматоидной структурой. Э. К. Герлингом по мусковиту и биотиту было произведено определение абсолютного возраста этих пород. Полученные цифры порядка  $1720:10^6$  —  $1760 \cdot 10^6$  лет датируют нижнепротерозойский возраст их.

Как видно из описания, приведенного выше, гранитоиды нижнего протерозоя, широко развитые на территории Карельской АССР, еще изучены совершенно недостаточно. Разделение этих пород на ранние, прорывающие осадочно-эффузивные образования гимольской и парандовской серий, и позднее, эруптирующие вулканогенную тунгудско-надвоицкую серию, пока произведено на отдельных участках (район Пана-Ярви — Тава-Ярви, северное обрамление Восточно-Финляндского синклиория, водораздел между озерами Онежским и Сег-Озеро). Вследствие этого характерные особенности каждого из данных комплексов пока намечаются в самых общих чертах. Выделение ранних и поздних гранитоидов нижнего протерозоя особенно затрудняется наличием в обеих группах пород как малых интрузий трещинного типа, так и мигматизирующих плагио-микроклиновых гранитов. По предварительным данным, для ранних интрузий нижнего протерозоя намечается относительно широкое развитие умеренно кислых пород состава кварцевых диоритов — гранодиоритов — плагиогранитов, образующих как крупные тела площадью в сотни квадратных километров (Таваярвинский массив), так и малые пластовые интрузии, строго подчиненные направлению складчатой структуры вмещающих пород. По представлению Глебовой-Кульбах, Потрубович и других исследователей, с малыми интрузиями раннего нижнепротерозойского возраста генетически связаны гидротермально-метасоматические месторождения серного колчедана и небольшие месторождения и рудопроявления молибдена вкрапленно-прожилкового типа (Янис-ярвинское, Пяя-ваара), преимущественно концентрирующиеся в контактных ареалах колчеданоносных гранитных тел. Для некоторых относительно хорошо изученных массивов диоритов, гранодиоритов этого возраста (Хаутовара, Ялонвара) устанавливается принадлежность их к сфеновому типу.

По-видимому, с ранней фазой нижнепротерозойского магматизма связано появление ранних плагио-микроклиновых гранитов, эруптирующих, метаморфизующих и мигматизирующих вмещающие супракрустальные толщи. По своему характеру это типичные интрузии глубинных складчатых зон, в составе которых значительную роль играет геоморфизованный гранитный палингенетический материал.

Среди поздних гранитоидов нижнего протерозоя намечается несколько групп, различных по условиям образования, некоторой специфике структуры и состава. Господствующим распространением пользуются мигматитообразующие плагио-микроклиновые граниты по форме залегания, внутренней структуре и характеру соотношений со вмещающими толщами, аналогичные соответствующим гранитоидам ранней, нижнепротерозойской группы. Типичными особенностями их является согласное, реже согласnoseкущее залегание, отчетливая гнейсовидность, подчиненная направлению нижнепротерозойских складчатых

структур, и наличие активных контактов, сопровождающихся глубоким метаморфизмом вмещающих пород. Воздействие их на гнейсы и гранито-гнейсы архея сопровождается появлением обширных ареалов мигматизации, влияние на супракрустальные нижнепротерозойские толщи — образованием амфиболитов по метадиабазам, биотит-амфиболовых сланцев по амфиболитам и фельдшпатизацией седиментогенных сланцев различного состава.

Гранитоиды этого типа преимущественно приурочены к протерозойским синклинорным зонам, где они вскрыты эрозией в областях кульминации нижнепротерозойских складчатых структур или же краевым частям синклинориев к областям стыка их с кристаллическими образованиями архея. Размер слагаемых ими тел обычно не превышает несколько десятков квадратных километров.

Это лейкократовые пересыщенные кремнеземом (а местами и глиноземом) породы, как правило, характеризующиеся преобладанием Са над Mg и K над Na. Минералогически и геохимически они изучены слабо. На отдельных участках (водораздел между озерами Кереть и Топ-Озеро) наблюдается обогащение их магнетитом. В локальных зонах данные граниты отчетливо грейзенизированы, причем местами этот процесс сопровождается появлением рассеянной вкрапленности молибденита.

Подчиненную роль играют малые интрузии трещинного типа, согласные, согласнорезающие и резающие относительно складчатой структуры вмещающих пород. Для данных тел характерно отсутствие ареалов мигматизации, наличие мелкозернистой краевой фации и местами хорошо выраженных первичномагматических структур течения трахитоидности и линейности (массив Панозерский, Карташ и др.). В основном они сложены нормальными плагио-микроклиновыми и микроклиновыми гранитами, местами пегматоидными гранитами, изредка граносиенитами. В краевых частях гранитных тел обычно появляются гибридные граниты и гранодиориты. Реже в контакте с метадиабазами и метагаббро-диабазами нижнего протерозоя возникают метасоматические субщелочные породы типа граносиенитов, сиенито-диоритов.

Из минералогических особенностей этих гранитов и связанных с ними жильных образований следует отметить появление флюорита (магнетито-флюоритовый тип), местами своеобразного амфибола с интенсивной абсорбцией и малым углом оптических осей, изредка топаза, в единичных случаях берилла и шеелита (граниты Карташского массива, пегматиты хут. Половина, район с. Калгалакша, Западного Беломорья). По-видимому, с этими же гранитами генетически связаны пегматиты Пиземских озер.

Наконец, весьма своеобразную группу представляют граниты массивов Нуорунен, Корманка, Вычанский. Это малые интрузии трещинного типа, характеризующиеся отсутствием ареалов мигматизации, наличием первичномагматических структур течения (первичная гнейсовидность, трахитоидность, линейность), появлением в жильной фации, наряду с пегматитами и аплитами, гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Специфической особенностью их является широкое развитие гранофировых структур и присутствие, совместно с микроклином, ортоклаза, не известного в других гранитоидах Карелии. Среди этих пород преобладают плагио-микроклиновые граниты, характеризующиеся значительной пересыщенностью кремнеземом, в меньшей степени глиноземом, преобладанием Са над Mg и K над Na. Подчиненную роль играют

субщелочные породы типа граносиенитов — кварцевых сиенитов и гибридные плагиограниты, гранодиориты, появляющиеся в зоне контакта с габбро-диабазами нижнего протерозоя. По составу тяжелой фракции они относятся к цирконо-флюоритовому типу.

Возрастные соотношения между поздними нижнепротерозойскими гранитоидами трех вышеперечисленных групп точно не установлены. По-видимому, к наиболее ранним интрузиям принадлежат граниты типа Нуорунен-Корманки, для которых по условиям залегания в единой структурной зоне и некоторым особенностям петрогенетических ассоциаций намечается генетическая связь с поздними нижнепротерозойскими основными (и ультраосновными) породами олангской группы.

Вероятно, несколько более поздними являются мигматитообразующие граниты, появление которых, очевидно, связано с кульминационной фазой нижнепротерозойской складчатости, сопровождающейся частичным реоморфизмом вмещающих пород. Наконец, к наиболее молодым образованиям, по-видимому, принадлежат малые трещинные интрузии типа гранитов района с. Карташи, озер Палаламби, Панозеро, явно приуроченные к зонам разломов в консолидированных нижнепротерозойских толщах или пограничным разломам между кристаллическими образованиями архея и нижнего протерозоя.

В поздних гранитоидах нижнего протерозоя, связанных с ними пегматоидных гранитах и жильных пегматитах (Карташский массив, район р. Водлы и оз. Куола-Ярви), местами наблюдается повышенное содержание ниобия, по-видимому, обусловленное присутствием пирохлора, обнаруженного в процессе изучения протолочных проб.

### **ПОСТЛАДОЖСКИЕ ИНТРУЗИИ**

Среди интрузивных образований, прорывающих терригенную ладожскую серию, устанавливаются две разновозрастные группы основных и кислых пород. К первой из них, отвечающей ранним и средним этапам постладожской складчатости, относятся малые пластовые интрузии метапироксенитов, метагаббро, гнейсо-габбро-диоритов и гранитоиды различного состава (I постладожская группа), образующие узкие пластообразные тела, в общем подчиненные направлению складчатой структуры вмещающей ладожской серии. Несколько условно сюда же относятся ультраосновные, основные и средние породы массивов: Кааламо, Велимяки, Марттинан-сари и Мякисало, стратиграфическое положение которых является дискуссионным. Ко второй группе принадлежат поздние (позднеорогенные) трещинные интрузии основных, средних и кислых пород, местами имеющие сложно дифференцированное строение (магматический комплекс о-ва Пут-Сари). В эту же группу включены посторогенные пегматоидные граниты и их пегматиты, слагающие небольшие штокообразные и жильные тела, преимущественно ориентированные вкрест простирания складчатой структуры вмещающих пород.

### **ИНТРУЗИИ I ПОСТЛАДОЖСКОЙ ГРУППЫ**

#### ***Основные и средние породы***

В Восточно-Финляндской синклинойной зоне основные и средние породы I постладожской группы представлены серией метапироксенитов (амфиболитов), метагаббро, гнейсо-габбро-диоритов и гнейсо-дио-

ритов. Главной областью распространения их является северное побережье и острова Ладожского озера к юго-востоку от г. Лахденпохья, группа островов между заливами Палосарен-селькя и Хонкасалон-селькя, а также окрестности сел. Латвасюрья и Калаттома. Здесь они образуют многочисленные мелкие тела мощностью от 1—2 м до десятков метров и длиной от десятков метров до 300—400 м среди гнейсов ладожской серии, в той или иной степени измененных явлениями мигматизации и гранитизации. Первичная форма залегания этих пород обычно сильно нарушена. В большинстве случаев тела их блокированы, часто растянуты в направлении движения параллельно простиранию вмещающих пород ладожской серии. Только в отдельных слу-

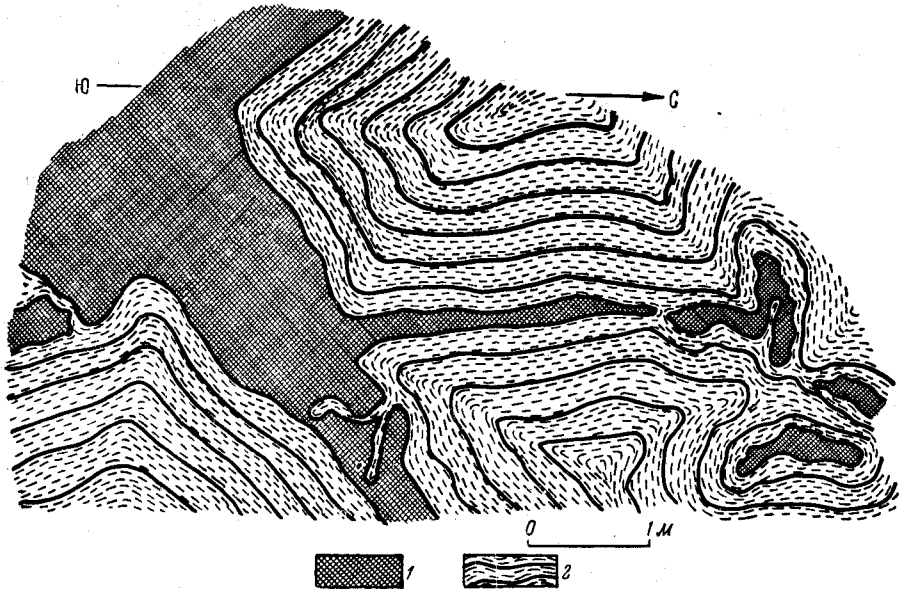


Рис. 61. Деформированная дайка метапироксенитов в мигматизированных гнейсах ладожской серии (по Н. А. Волоотовской и В. Н. Нумеровой, 1957)  
1 — метапироксениты; 2 — гнейсы мигматизированные, биотитовые

чаях удастся установить, что это маломощные пластовые интрузии или пластовые, реже пластово-секущие жилы, осложненные рядом мелких неправильных апофиз (рис. 61).

Стратиграфическое положение данных пород устанавливается достаточно четко. Они явно прорывают породы ладожской серии, нередко включая мелкие ксенолиты их, и, в свою очередь, прорываются и метаморфизуются гранитами I постладожской группы, интенсивно мигматизирующими вмещающую ладожскую серию (рис. 62).

Породы данного комплекса характеризуются широким распространением гнейсовидных разновидностей и резким преобладанием вторичных (гранобластическая, пойкилобластическая, бластогаббро-офитовая) структур. Основные члены его (пироксениты, габбро-пироксениты) нередко нацело изменены в мономинеральные или полевошпатовые амфиболиты. Это темно-зеленые, среднезернистые породы, в основном состоящие из обыкновенной роговой обманки, небольшого количества андезин-лабрадора (43—48% An), минералов группы эпидота и био-

тита, содержание которого заметно возрастает в зоне контакта с гранитами. Из аксессуарных минералов характерны апатит, сфен, ортит и из рудных пирротин и пирит, местами дающие мелкую рассеянную акрапленность. В слабо измененных разновидностях присутствует пироксен типа диопсид-геденбергита, в той или иной степени замещенный обыкновенной роговой обманкой, реже актинолитом.

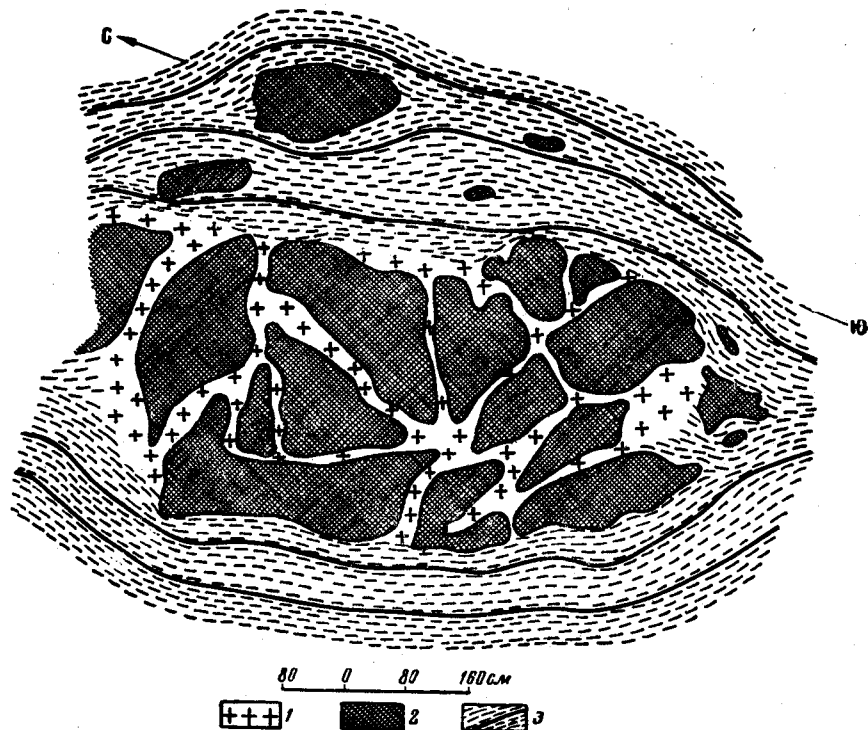


Рис. 62. Блокированное тело ортоамфиболита, сцементированное пегматоидным гранитом I постладожской группы (по Н. А. Волотовой и В. Н. Нумеровой, 1947)  
1 — гранит пегматоидный; 2 — амфиболит полевошпатовый; 3 — гнейс мигматизированный

В гнейсо-габбро-диоритах значительно увеличивается содержание плагиоклаза, представленного рядом андезина (33—43% An), и появляется гиперстен, обычно являющийся главным цветным минералом. Местами наблюдается изменение его в мелкочешуйчатый иддингсит, реже куммингтонит и пеннин. В сильно метаморфизованных разновидностях по гиперстену развивается крупночешуйчатый биотит.

По-видимому, к этой же группе относится массив Перяниemi, расположенный на северном побережье Ладожского озера, к югу от г. Сортавала (рис. 63). По Т. В. Перекалиной (1953), он представляет сложное тело, сформировавшееся в три фазы, производные которых (гнейсо-габбро-диориты, гнейсо-диориты, граниты) имеют отчетливые интрузивные контакты. Во всех этих разновидностях местами хорошо выражены плоскопараллельные и линейные текстуры, ориентированные параллельно контурам массива или контактам с производными ранних фаз. Гнейсо-габбро-диориты и гнейсо-диориты данного комплек-

са, сильно метаморфизованные, только местами сохраняют реликты первичных магматических структур. Гнейсо-габбро-диориты представляют темно-зеленые среднезернистые породы, в основном состоящие из зонального плагиоклаза ряда андезина (33—40% An), обыкновен-

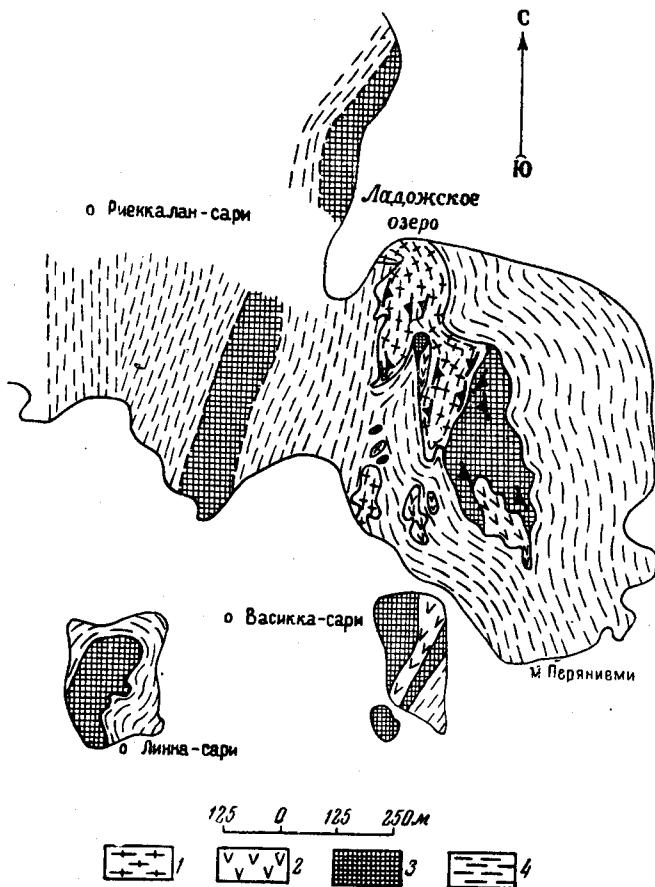


Рис. 63. Геологическая карта п-ова Перяниemi (по Т. В. Перекалиной, 1953)

1 — граниты; 2 — гнейсо-диориты; 3 — гнейсо-габбро-диориты; 4—гнейсы; 5 — плоскопараллельные текстуры

ной роговой обманки, подчиненного количества биотита и аксессуарного апатита. Нередко они почти полностью перекристаллизованы в полевошпатовые амфиболиты. Среди гнейсо-диоритов преобладают слюдяные разновидности. Это серые среднезернистые породы, в составе которых главную роль играют олигоклаз (22—28% An), биотит и местами обыкновенная роговая обманка. В небольшом количестве в них присутствуют кварц, микроклин и аксессуарные: сфен и апатит. Для гранитов данного массива характерны светло-серая окраска и средне- или мелкозернистое сложение. По составу это плагио-микроклиновые разновидности с некоторым преобладанием олигоклаза над калиевым полевым шпатом. Контакты массива Перяниemi падают к центру его под углами 18—50°. Плоскости контактов неровные, волнистые, обусловленные на-



личием ряда пережимов и структурами приспособления вмещающих сланцев к контурам интрузивных пород. К югу от этого массива среди сланцев ладожской серии наблюдается ряд небольших линзовидных тел плагио-микроклиновых гранитов длиной до 15 м, реже гнейсо-диоритов и гнейсо-габбро-диоритов, согласно обтекаемых сланцеватостью вмещающих пород. Некоторые из них несут отчетливые следы будинажа. Согласно данным Т. В. Перекалиной, вся эта группа представляет бескорневые, по терминологии А. А. Полканова, «мертвые» тела с нарушенным первичным залеганием. Современная форма залегания их обусловлена процессами будинажа и структурами приспособления вмещающих пород ладожской серии к контурам блоков интрузивных пород.

В процессе метаморфизма основных пород намечается два этапа, связанных с различными периодами развития данного региона (Саранчина, 1949). На первом этапе, протекавшем в тектонически активной среде, они совместно со вмещающими сланцами ладожской серии были блокированы, будинированы, осланцованы, частично или полностью перекристаллизованы с образованием вторичных бластических структур. Наличие этой стадии метаморфизма, очевидно, имевшего региональный характер, документируется присутствием среди более молодых диоритов магматического комплекса пут-сари ксенолитов пород ладожской серии с включенными в них будинированными телами основных пород. По-видимому, несколько более поздними, совпадающими по времени с периодом внедрения гранитов I постладожской группы, являются процессы амфиболитизации. Судя по многочисленным наблюдениям в контактах на втором этапе, связанном с воздействием молодых гранитов комплекса пут-сари, главную роль играли процессы щелочного и кварцевого метасоматоза, проявляющиеся в явлениях биотитизации и местами в появлении среди основных пород вторичного мезостатически развитого микроклина и кварца.

Несколько условно к этому же комплексу отнесены массивы Кааламо, Велимяки, Мякисало и Марттинан-сари, вопрос о возрасте которых является дискуссионным. По представлениям Г. М. Саранчиной (1949) и К. А. Шуркина (1950), эти тела, принимавшие участие в постладожской складчатости, в краевых зонах нередко блокированные, местами осланцованные и явно приспособленные к складчатой структуре вмещающих сланцев и гнейсов, принадлежат к I постладожской группе.

Согласно взглядам Н. Г. Судовикова (1954), внедрение основных пород отмечает собой фазу разломов, следующую за постладожской складчатостью и предшествующую последующей фазе интенсивных движений (преимущественно дифференциальных), в продолжение которых эти тела приобрели свойственную им вторичную форму залегания. Наличие в основных породах отчетливых следов мигматизации и гранитизации позволяет Н. Г. Судовикову считать, что образование их предшествовало периоду региональной гранитизации вмещающей ладожской серии.

Наконец, по Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенковой (1956 г.), массивы Кааламо и Велимяки являются более молодыми, сопоставляющимися во времени с позднекинematическим интрузивным комплексом путсари. Основанием для этого послужило секущее положение Кааламского массива относительно складчатой структуры ладожской серии, наличие в породах его ксенолитов складчатых сланцев, многофазный характер интрузии и наличие секущего контакта между гранодиори-

тами, по типу близкими к кислым породам Кааламского массива, и вмещающими породами ладожской серии, послойно мигматизированными кварц-полевошпатовым материалом.

В данном томе эти тела условно рассматриваются как интрузивные образования I постладожской группы.

Массив Кааламо, расположенный у одноименной станции ж. д. Петрозаводск-Сортавала, представляет удлиненное пластово-се-

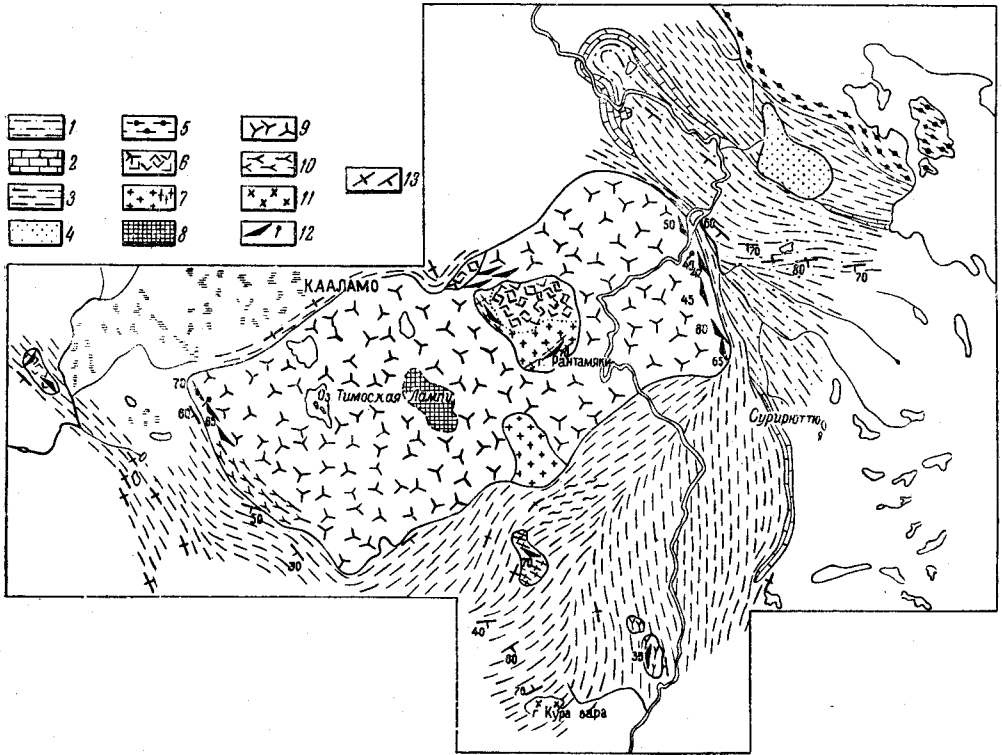


Рис. 64. Схематическая геологическая карта массива Кааламо (по Г. М. Саранчиной, 1949)

1 — амфиболовые сланцы и метамандельштейны; 2 — известняки, доломиты, скарны; 3 — слюдяные гнейсы и сланцы; 4 — кварциты; 5 — слюдяно-ставролитовые сланцы; 6 — порфириновые диопсид-плагноклазовые амфиболиты; 7 — амфиболизированные эвкриты; 8 — меланократовые габбро-диориты; 9 — габбро-диориты, диориты; 10 — гнейсовидные кварцевые габбро-диориты, кварцевые диориты (амфиболизированные); 11 — граниты; 12 — плоскопараллельные текстуры и линейность; 13 — сланцеватость.

кучее тело площадью около 80 км<sup>2</sup>, вытянутое в северо-восточном направлении (рис. 64). В основном он сложен комплексом амфиболизированных перидотитов, пироксенитов, эвкритов, габбро-диоритов и резко подчиненными им кислыми дифференциатами ряда кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов. Нижняя возрастная граница этого комплекса устанавливается достаточно четко. Различные члены его дают жилы и апофизы в кварциты и биотитовые сланцы ладожской серии и содержат остроугольные ксенолиты сланцев, иногда складчатых, местами с включенными в них будинированными телами метаморфизованных карбонатных пород. Верхняя возрастная граница данной

интрузии является менее четкой, определяющейся присутствием в ней секущих жил розового плагио-микроклинового пегматита, генетически связанного либо с гранитами кааламского комплекса, либо с более молодыми пегматоидными гранитами.

Судя по элементам внутренней структуры (гнейсовидность, полосчатость, линейность), хорошо выраженным в краевой части массива, это резко выклинивающееся книзу тело, погружающееся на юго-запад под углом около  $50^\circ$ . При общем залегании вкрест простирания региональной складчатой структуры вмещающих сланцев ладожской серии непосредственные контакты его часто приспособлены к структуре вмещающих гнейсов (Саранчина, 1949; Бурцева, 1952 г.). В ряде случаев они имеют тектонический характер, сопровождаясь зонами милонитизации и тектонического массива. Жильные тела амфиболизированных перидотитов, габбро-диоритов и эвкритов, окружающие массив и апофизы его, нередко отчетливо деформированы с образованием более или менее типичных будинаж-структур.

Массив Кааламо представляет сложную интрузию, сформировавшуюся в три фазы, наличие перерывов между которыми документируется отчетливыми эруптивными контактами производными их. В первую фазу были образованы перидотиты, плагиоперидотиты, пироксениты и анортитовые габбро (эвкриты), связанные между собой постепенными переходами, а также жильные породы, близкие к гиперстеновым эвкритам. Все эти разновидности в основном сосредоточены в центральной части массива на площади около  $3 \text{ км}^2$ , однако отдельные мелкие тела их известны и в краевой зоне его. Ультраосновные породы первой фазы, как правило, сильно метаморфизованы, местами почти нацело превращены в мономинеральные и полевошпатовые амфиболиты. В последних, наряду с обыкновенной роговой обманкой и основным плагиоклазом (80—90% An), присутствуют реликтовый диопсид и изредка оливин. Здесь же в небольшом количестве встречаются биотит, минералы группы эпидота, апатит, сфен, рутил, реже тальк, карбонат, клинохлор и баулинцит.

Во вторую фазу были образованы массивные габбро-диориты, слагающие большую центральную часть интрузивного тела, а также гнейсовидные габбро-диориты, кварцевые габбро-диориты и кварцевые диориты, сосредоточенные главным образом к краевой зоне его. Гнейсовидность, обусловленная плоскопараллельным расположением плагиоклаза и небольших шлиров цветного минерала, преимущественно ориентирована в направлении С-З  $310^\circ$  с падением на юго-запад под углом  $50^\circ$ . Здесь же обычно хорошо выражена линейность, проявляющаяся в закономерной ориентировке агрегатов биотита, призматических кристаллов и шлиров амфибола с падением на юго-запад под углом  $47—50^\circ$ . Среди габбро-диоритов центральной части массива встречаются небольшие тела меланократовых габбро-норитов и плагиофироксенитов, обычно связанных со вмещающими породами рядом постепенных переходов. Массивные габбро-диориты и меланократовые габбро-нориты, как правило, слабо метаморфизованы. Это серые, до темно-серых, среднезернистые породы с хорошо сохранившейся габбро-офитовой структурой. В составе их, кроме железистого гиперстена, диопсида и основного плагиоклаза (50—75% An), в небольшом количестве встречаются биотит, титаномагнетит, апатит, редко кварц и мелкая рассеянная вкрапленность сульфидов. Гнейсовидные габбро-диориты, кварцевые габбро-диориты и кварцевые диориты краевой зоны обычно сильно

метаморфизованы. Первичные магматические структуры их нередко изменены в кристаллобластические. Все эти разновидности в основном состоят из обыкновенной роговой обманки, андезин-лабрадора (47—50% An), небольшого количества кварца и биотита. Из минералов второстепенных обычны титаномагнетит, апатит, сфен, эпидот, цоизит, пеннин, пренит и серицит. Среди данных пород Г. М. Саранчиной (1949а) описаны небольшие жилы сильно амфиболизированных габбро-диоритов и габбро-диорит-аплитов, на 85—87%, состоящих из андезин-лабрадора (40—50% An), небольшого количества биотита, амфибола и отдельных зерен кварца.

Производные третьей фазы представлены плагиогранитами и гранодиоритами, сосредоточенными в юго-западной части массива. Здесь они образуют ряд жил мощностью до 2,5 м и небольших неправильных тел, прорывающих габбро-диориты и порфириовидные диопсидовые плагиоамфиболиты. Это — светло-серые среднезернистые породы, в основном состоящие из андезина (36—38% An), кварца (15—30%) и биотита (5—7%). В неправильных телах их в небольшом количестве появляется амфибол. Из минералов второстепенных и аксессуарных обычны пеннин, пренит, серицит, эпидот, сфен и относительно редок турмалин. Характер соотношений между производными различных фаз документируется: а) широкой зоной эруптивной брекчии гнейсовидных диоритов и кварцевых диоритов по амфиболовым перидотитам, наблюдавшейся Г. М. Саранчиной в районе хут. Онненмяки; б) жилами и эруптивными брекчиями плагиогранитов и гранодиоритов в габбро-диоритах и плагиоамфиболитах.

Все эти факты позволяют рассматривать массив Кааламо как сложное тело, образованное в процессе последовательного заполнения интрузивной полости магматическим материалом, состав которого непрерывно менялся от ультраосновного через средний к кислому. Наряду с такой дифференциацией, протекавшей на некоторой глубине, здесь наблюдаются отчетливые следы дифференциации в пределах интрузивной камеры. Процессами такого рода можно объяснить появление среди габбро-диоритов второй фазы как меланократовых разновидностей, отвечающих габбро-норитам и плагиопироксенитам, так и лейкократовых пород, по составу приближающихся к плагиогранитам и гранодиоритам.

Массив Марттинан-сари, расположенный на архипелаге островов оз. Пюхя-Ярви, в основном сложен габбро-диоритами. Среди последних местами сохраняются небольшие тела сильно амфиболизированных пироксенитов. На ряде мелких островов, окружающих о-в Марттинан-сари, появляются диориты, очевидно, представляющие краевую зону этого тела. На северном берегу о-ва Марттинан-сари габбро-диориты пересекаются меридиональной жилой гранодиоритов. Весь этот комплекс прорывается системой мелких жил и небольших штокообразных тел розового крупнозернистого пегматоидного гранита. По составу породы о-ва Марттинан-сари близки к соответствующим разновидностям массива Кааламо, отличаясь от последних большей интенсивностью процессов амфиболизации, очевидно, обусловленных контактным воздействием пегматоидных гранитов, и широким развитием вторичных бластических структур.

Массив Велимяки, расположенный на побережье Ладожского озера, представляет пластовое, линзообразное тело площадью около 10 км<sup>2</sup>, круто падающее к юго-востоку. В строении его прини-

мают участие габбро-диориты, пироксениты, перидотиты, крупнозернистые мономинеральные амфиболиты, несущие титаномагнетитовое оруденение, кварцевые и полевошпатовые амфиболиты, как правило, приуроченные к краевой зоне, а также микроклинсодержащие породы по составу близкие к монцонитам или мангеритам.

Господствующим распространением пользуются габбро-диориты, слагающие центральную, северную и северо-восточную части массива. Это серые среднезернистые породы, в основном состоящие из андезина (44—45% An), диопсид-геденбергита, реже бурой роговой обманки и биотита. Из акцессорных минералов обычны апатит, рудный минерал, сфен и рутил.

Подчиненную роль играют сильно метаморфизованные рудные пироксениты (редко перидотиты), местами нацело превращенные в крупнозернистые титаномагнетитовые амфиболиты. Ультраосновные породы, образующие крупные шширообразные тела, преимущественно сосредоточены в краевой зоне массива в некотором расстоянии от контакта. Слабо измененные разновидности их состоят из диопсид-геденбергита, подчиненного количества бурой роговой обманки, титаномагнетита, местами андезин-лабрадора (45—52% An), редко оливина, почти нацело превращенного в агрегат вторичных минералов, и акцессорных: апатита, сфена и рутила.

В габбро-диоритах местами в небольшом количестве присутствует калиевый полевой шпат. При увеличении содержания его порода приближается по составу к монцониту или мангериту. Генезис этих микроклинсодержащих разновидностей не совсем ясен. А. А. Миндлина и Л. Н. Потрубович (1946 г.) склонны рассматривать их как метасоматиты, возникшие при взаимодействии основных пород с более молодыми плагиио-микроклиновыми гранитами. С другой стороны, Г. М. Саранчина (1948 г.), базируясь на наличии типичных магматических структур и резких контактов между габбро-диоритами и мангеритами, приходит к представлению о первичномагматическом генезисе последних.

В южной части массива, на контакте между габбро-диоритами и мангеритами, Т. М. Саранчиной были описаны своеобразные жильные породы сиенитового типа, в основном состоящие из микроклин-пертита (80%), резко подчиненного альбита (11—12% An), небольшого количества зеленой роговой обманки, биотита, эпидота, сфена, рудного минерала и кварца.

Характер взаимоотношений между различными породами массива Велимяки устанавливается по наличию эруптивных брекчий и даек габбро-диоритов в пироксенитах и жил сиенитового состава в габбро-диоритах и мангеритах. Все эти факты позволили Г. М. Саранчиной (1948) рассматривать данный массив как сложную многофазную интрузию трещинного типа, образовавшуюся в следующей последовательности: пироксениты + перидотиты + габбро → диориты + мангериты → жильные породы сиенитового ряда. Различные члены этого комплекса секутся гидротермальными альбито-кальцитовыми и альбито-кварцевыми жилами с биотитом, турмалином, апатитом и местами бедной вкрапленностью сульфидов.

В пироксенитах и габбро-диоритах массива Велимяки присутствуют многочисленные остроугольные ксенолиты сланцев. В зоне экзоконтакта сланцы ладожской серии рассечены отдельными дайками основных пород, очевидно, представляющих апофизы этого главного тела. Породы массива местами сильно милонитизированы. Нередко наблюдается бло-

кировка краевых частей массива. Такие блоки, достигающие  $150 \times 200$  м, местами отделены от главного тела и зажаты среди вмещающих сланцев, дающих отчетливые структуры приспособления к контурам их. Эти мелкие тела, ориентированные параллельно сланцеватости вмещающей толщи и часто сами осланцованные, обычно сильно амфиболизированы. Таким образом, первичный контакт массива Велимяки, по-видимому, имел интрузивный характер, однако позднее он был тектонически обновлен в связи с продолжавшимися пластическими деформациями вмещающей сланцевой толщи. По представлениям Г. М. Саранчиной (19486), современная форма этого тела является вторичной, обусловленной неоднородностью деформаций относительно жестких основных пород и значительно более пластичных сланцев ладожской серии.

Массив Мякисало, расположенный на одноименном острове в 2 км к югу от массива Велимяки, по своему составу очень близок к последнему. Согласно данным Г. М. Саранчиной (19486), он сложен метаморфизованными пироксенитами, сильно обогащенными апатитом (10—12%), более молодыми гнейсовидными габбро-диоритами и кварцевыми монцонитами. Весь этот комплекс сечется системой жил, кварцевых сиенитов, порфириовидных граносиенитов, гранитов, аплитов и полевошпатовых жилок микроклинового и олигоклаз-микроклинового состава.

К юго-востоку и югу от массива Мякисало (п-ов Импилахти, залив Халинсельга) сильно амфиболизированные основные породы типа габбро-пироксенитов образуют ряд небольших тел среди сланцев ладожской серии. Первичная форма залегания их обычно нарушена процессами блокировки. Реже они сохраняют характер пластовых, пластово-секущих или секущих жил, мощностью от 25—30 см до 4 м. Некоторые из этих жил, содержащие ксенолиты, не мигматизированных биотитовых сланцев, пересекаются пегматитами, инъецирующими вмещающую ладожскую серию, датируя таким образом внедрение основных пород ранее процессов мигматизации (Миндлина, Потрубович, 1946 г.).

### Гранитоиды

В данном разделе нами описан комплекс гранитоидов различного состава, мигматизирующих и гранитизирующих вмещающие сланцы ладожской серии, прорывающих и метаморфизующих основные породы I постладожской группы и, в свою очередь, прорывающихся диоритами и гранодиоритами более позднего интрузивного цикла, главным представителем которого является массив о-ов Пут-Сари—Хепосалон-Сари.

Эти породы, в основном сосредоточенные в западной части Северного Приладожья, образуют многочисленные пластовые и пластово-секущие тела, в общем подчиненные направлению складчатой структуре вмещающих толщ. Размер их колеблется от долей квадратного километра до 3—4, редко 10—12 км<sup>2</sup> (окрестности г. Лахденпохья, оз. Питкя-Ярви, с. Латвасюрья). Значительно слабее гранитоиды I постладожской группы распространены в восточной части Северного Приладожья. Отдельные небольшие тела их известны на мысе Импи-ниemi и некоторых островах Ладожского озера (Ридату-Сари, Мякисало, Руотсин-Сари). Малые тела этих пород описаны А. А. Миндиной и Л. Н. Потрубович (1946 г.) в тектонических контактах сланцев ладожской серии с подстилающими их гранито-гнейсами архея (восточ-

ный берег залива Хаукалаhti и некоторые другие места). По-видимому, к этой же группе относятся однородные лейкократовые граниты, слагающие несколько небольших тел среди гнейсо-гранитов Мурсульского, Импилахтинского и других архейских блоков, однако постладожский возраст их является проблематическим.

### *Центральная и западная части северного Приладожья*

Наиболее детально гранитоиды I постладожской группы изучены на северном побережье Ладожского озера к югу и юго-западу от г. Сортавала. Согласно специальным исследованиям Т. В. Перекалиной (1948), здесь они образуют небольшие (доли квадратного километра) тела, преимущественно падающие к югу или юго-востоку под углами 25—85°. Контакты их обычно согласные (рис. 65), реже согласосекущие, осложненные рядом клиньев-апофиз во вмещающие сланцы и многочисленными ксенолитами последних в самих гранитах. В этих телах, особенно в краевых зонах, хорошо выражены ориентированные структуры, обусловленные плоскостным или линейным расположением биотита. Плоскопараллельные текстуры, как правило, приспособляются к контурам гранитных тел. Линейные текстуры в большинстве случаев падают под небольшими углами (10—35°) к югу или юго-востоку и местами (о-в Риеккалан-сари — массив п-ова Хиденниemi) имеют почти горизонтальное залегание. Граниты к югу и юго-западу от г. Сортавала нередко отчетливо милонитизированы и будинированы. В ряде случаев они слагают небольшие, бескорневые тела (мертвые плутоны по А. А. Полканову), современная форма которых обусловлена процессами блокировки и структурами приспособления вмещающих сланцев и гнейсов к контурам блоков интрузивных тел.

По особенностям минералогического состава среди гранитоидов данной зоны намечается непрерывный ряд от плагио-микроклиновых гранитов через адаметеллиты до плагиогранитов и гранодиоритов. Это светло-серые, серовато-розовые или розовые породы среднезернистого, реже мелко- и крупнозернистого сложения. Местами они имеют грубую полосатость (до десятков метров), проявляющуюся в параллельном чередовании пропластков с различной крупностью зерна или различной окраской, обусловленной варьирующим содержанием микроклина. Разновидности, обогащенные последним, часто включают небольшие гнезда пегматита диаметром от десятков сантиметров до 5—10 м. Как правило, все эти породы, наряду со вторичными гранобластическими структурами, сохраняют реликты первичной гипидиоморфной структуры. В составе их главную роль играют олигоклаз (24—28% An), микроклин, кварц и биотит. Изредка встречаются амфибол-биотитовые разновидности, преимущественно приуроченные к зонам контактов с амфиболитами. Из минералов акцессорных обычны апатит, сфен, циркон, магнетит, пирит и вторичные эпидот и серицит.

К этому же типу относятся пластовые, частью пластовосекущие тела гранитоидов, развитые к северу от с. Латвасюръя, к югу и юго-востоку от г. Лахденпохья. Размеры их варьируют в широких пределах, достигая 12 км<sup>2</sup>. Господствующим распространением пользуются здесь бедные кварцем, существенно плагиоклазовые разновидности, по составу отвечающие гранодиоритам. Только местами в крупнозернистых участках пегматоидного характера наблюдается повышенное содержание микроклина. В мелких телах и краевых зонах крупных тел обычно хо-

рошо выражена плоскопараллельная текстура, обусловленная закономерной ориентировкой цветного минерала или линзовидных скоплений его. Центральные части крупных тел обычно имеют массивное строе-

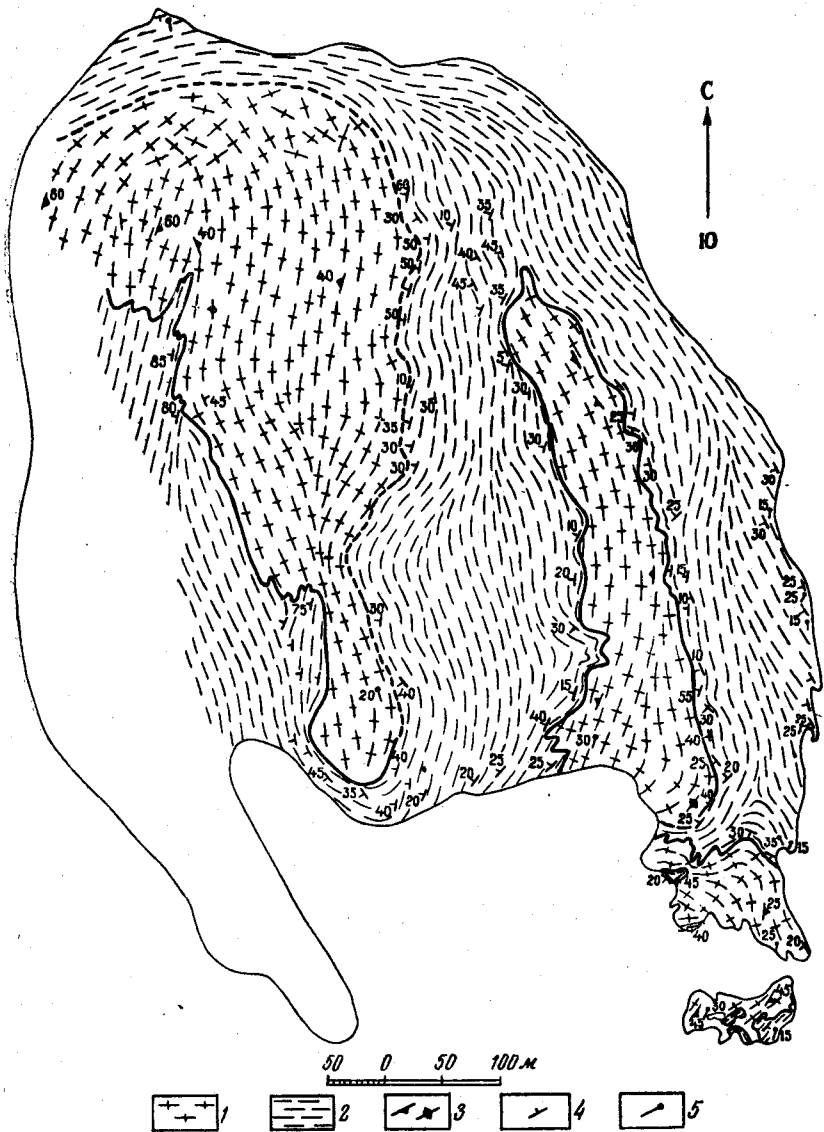


Рис. 65. Геологическая карта о. Ваннинсен-сари (по Т. В. Перекалиной, 1949)

1 — граниты; 2 — сланцы; 3 — плоскопараллельные текстуры; 4 — сланцеватость; 5 — линейность

ние. Местами в них наблюдаются переходы от равномернозернистых плагиогранитов и гранодиоритов к порфиroidным разновидностям. Судя по положению плоскопараллельных структур, к югу от г. Лахденпохья эти тела имеют выдержанное юго-западное падение под углами



55—60°. К северу от с. Латвасюрья аналогичные структуры в границах восточного крыла крупной антиклинальной складки падают на северо-восток под углами 30—35° и в западном крыле — на северо-запад или юго-запад с углами 60—65°.

Тела гранитов обычно окружены ареалами мигматизации различной мощности. В относительно слабо мигматизированных участках (окрестности оз. Питкя-Ярви, с. Латвасюрья и др.) господствующим распространением пользуются послойные мигматиты, характеризующиеся параллельным чередованием субстрата и инъекционного гранитного материала. На северном побережье Ладожского озера (район между гг. Сортавала и Лахденпохья), там, где процессы мигматизации и гранитизации выражены наиболее интенсивно, наряду с послойными мигматитами широко развиты агматиты и небулитовые разновидности с тесными структурами, унаследованными от вмещающих сланцев ладожской серии.

Необходимо отметить, что часть гранитов этого участка (северное побережье Ладожского озера, с прилегающими к нему островами Вава-сари, Рахка-сари, Хапа-сари, Саммат-сари) характеризуется наличием постепенных переходов во вмещающие сланцы и широким распространением существенно плагиоклазовых гранатсодержащих разновидностей. По представлениям ряда исследователей (Судовиков, 1954; Перекалина, 1948) эти породы представляют граниты — метасоматиты, образованные на месте в процессе мигматизации и гранитизации биотитовых и биотито-гранатовых сланцев ладожской серии.

По-видимому, несколько более поздними членами данного комплекса являются аплитовидные граниты, развитые к югу от с. Латвасюрья, а также жильные порфиновые граниты северо-западного побережья Ладожского озера. Судя по широкому развитию существенно микроклиновых разновидностей и тесной ассоциации с пегматитами, эти породы, очевидно, представляют промежуточное звено между собственно гранитами, описанными выше, и еще более поздними жильными пегматитами.

В окрестностях с. Латвасюрья аплитовидные граниты образуют несколько крупных пластовосекающих тел среди биотитовых сланцев и амфиболитов ладожской серии. Это розовые или желтовато-розовые неравномернозернистые породы, структура которых обусловлена присутствием многочисленных гнезд пегматита в мелкозернистой основной массе. Текстура их обычно массивная. Только в отдельных зонах, несомненно загрязненных продуктами ассимиляции, наблюдается слабая гнейсовидность, ориентированная параллельно контурам интрузивных тел. В составе их главную роль играет микроклин или микроклин-пертит. В подчиненном количестве присутствуют альбит-олигоклаз, кварц, очень немного биотита, мусковита, местами вторичного хлорита и акцессорные апатит и циркон. В тяжелой фракции этих пород обнаружены гранат, сфен, анатаз. В спектральных анализах их отмечены ничтожные количества серебра и лития (Потрубович, 1956 г.).

На побережье Ладожского озера между островами Пут-Сари и Соролан-Сари широко развиты порфиroidные плагио-микроклиновые граниты, секущие сланцы и гнейсы ладожской серии, основные породы и местами гнейсовидные граниты I постладожской группы. Здесь они образуют многочисленные сложные жилы мощностью от 2—3 м до десятков метров, нередко переполненные ксенолитами вмещающих пород.

Преобладают секущие жилы, осложненные пластовыми апофизами, реже встречаются пластовые тела с серией секущих апофиз.

Часто в пределах одной жилы наблюдаются постепенные переходы от гранитов к пегматитам, слагающим неправильные гнезда или отдельные апофизы крупных тел. Нередко встречаются зональные жилы, в альбандах представленные гранитом и в центральной части — крупнозернистым пегматитом. Это светло-серые или светло-розовые лейкократовые породы, текстура которых обусловлена присутствием крупных (1,5—2,0 см) таблитчатых кристаллов микроклина и плагиоклаза в относительно крупнозернистой основной массе. Структура их меняется от гранитовидной до гранобластической. Вокруг этих тел, так же как вблизи аплитовидных гранитов района с. Латвасюрья, часто наблюдаются ареалы локальной мигматизации, местами явно наложенные на ареалы мигматизации более ранних гранитов.

По-видимому, самыми молодыми членами данного магматического комплекса являются микроклиновые и плагио-микроклиновые пегматиты, образующие ряд сложных жил среди мигматизированных сланцев ладожской серии, а также основных пород и гранитоидов I постладожской группы. Мощность жильных тел колеблется от сантиметров до 3—5 м, в единичных случаях до десятков метров. Это розовые или ярко-розовые крупнозернистые породы, местами с небольшими гнездами кварца. Изредка в них наблюдается отчетливая кварцевая ось. Наряду с зернистыми разновидностями, присутствуют графические пегматиты, как правило, приуроченные к краевым зонам жильных тел. Кроме микроклина, микроклин-пертита, альбит-олигоклаза и кварца, в небольшом количестве в них присутствуют биотит и местами мусковит, обычно концентрирующийся вблизи кварцевых гнезд. В теле жил встречаются небольшие жеоды, стенки которых покрыты мелкими, правильными кристалликами полупрозрачного, слегка лилового кварца.

Необходимо отметить, что выделение жильных пегматитов, генетически связанных с I постладожскими гранитами, довольно условно и не всегда достоверно, так как по составу и структуре они близки к пегматитам более позднего магматического комплекса, главным представителем которого является массив Пут-Сари.

#### *Центральная и Западная части северного Приладожья*

В пределах этого участка наиболее крупным является массив Имплинеми, расположенный в южной части одноименного полуострова. Это штокообразное тело площадью около 1 км<sup>2</sup>, которое при общем согласном залегании (рис. 66) местами осложнено рядом секущих апофиз во вмещающие породы и многочисленными ксенолитами последних в теле гранитов. Сланцы ладожской серии в зоне контакта послойно мигматизированы гранитным материалом, местами превращены в порфиробластические гнейсо-сланцы и пересечены жилами аплитовидного гранита, пегматита и кварца варьирующей мощности. Данные жилы часто смяты в мелкие складки, блокированы и будинированы. Отдельные фрагменты их растянуты параллельно сланцеватости вмещающей сланцевой толщи. Аналогичный характер имеют граниты островов Мякисало, Ридату-Сари и Руотсин-Сари. Во всех этих телах, особенно в краевых зонах, хорошо выражены первичномагматические структуры течения, обусловленные плоскопараллельным и линейным расположением листочков биотита или небольших агрегатов его. Плоскопараллельные структуры ориентированы параллельно контурам

массивов с падением под вмещающие сланцы ладожской серии под углом  $70-80^\circ$ . Линейные структуры всюду имеют выдержанное вертикальное падение.

Гранитоиды этой группы представляют белые или светло-серые среднезернистые, местами порфириовидные породы. Только в зоне контакта они постепенно переходят в мелкозернистые, несколько более меланократовые разновидности. Господствующим распространением пользуются микроклин-плагноклазовые граниты со значительным преобладанием плагноклаза над калиевым полевым шпатом. Подчиненную роль играют плагнограниты и гранодиориты, известные в северной части

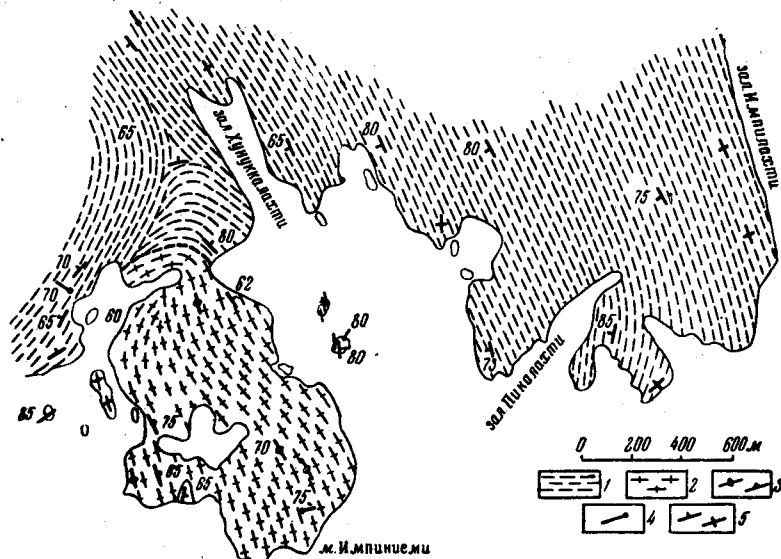


Рис. 66. Геологическая карта массива Импиениеми  
(по Т. В. Перекалиной, 1949)

1 — сланцы ладожской серии; 2 — послаладожские граниты; 3 — плоскопараллельные текстуры в граните; 4 — линейные текстуры; 5 — сланцеватость

массива Импиениеми, на о-ве Ридату-Сари, а также розовые существенно микроклиновые граниты, образующие неправильные участки различной величины среди светло-серых разновидностей. Структура этих пород бластогранитная, реже гипидиоморфная, местами, преимущественно в гранодиоритах, гранобластическая. Часто отчетливо выражены явления катаклаза и последующего залечивания зон дробления более поздним гидротермальным кварцем. Кроме плагноклаза ряда олигоклаза ( $20-29\% \text{An}$ ), микроклина или микроклин-пертита, кварца и биогита, содержание которого колеблется в пределах  $5-13\%$ , в небольшом количестве в них присутствуют мусковит и хлорит, местами гранат и акцессорные: апатит, сфен, циркон и ортит. В тяжелой фракции этих пород были отмечены монацит, ксенотим, анатаз, флюорит, халькопирит и арсенопирит (Билибина и др., 1953 г.). Тела гранитов и вмещающие их сланцы, амфиболиты и доломиты рассечены системой жил аплитовидного гранита или аплита, пегматита и кварца, местами несущего незначительное сульфидное оруденение. В гранитных телах залегание жил нередко подчинено внутренней структуре их. Здесь же

местами наблюдается пересечение аплитов и пегматитов кварцевыми жилами, свидетельствующее о нормальной последовательности образования этой жильной серии. Во вмещающих породах аплитовидные граниты и пегматиты образуют пластовые, пластовосекущие, режé секущие тела преобладающей мощностью до 1,5 м. Только в отдельных случаях мощность их достигает 6—10 м, а длина 150—200 м. Главная масса жил сосредоточена в контактных ореолах гранитных массивов, но отдельные жильные тела встречаются вдали от последних, на о-вах Хонка-Сари, Максиман-Сари, Паймион-Сари, мысе Куйва-ниemi и ряде других мест.

Аплитовидные граниты и аплиты по структуре и составу близки к материнским гранитам, несколько отличаясь от них более кислым плагиоклазом (14—18% An), местами повышенным содержанием микроклина и локальным обогащением турмалином. Нередко в центральных частях жил наблюдаются переходы от аплитов к гранит-порфирам или пегматитам.

Среди пегматитов господствующим распространением пользуются плагио-микроклиновые разновидности со значительными вариациями в содержании калиевого и кальций-натрового полевых шпатов. Только на о-ве Ридату-Сари и отдельных жилах вблизи массива Импиниemi встречаются существенно микроклиновые пегматиты с широко развитыми процессами замещения олигоклаза (18—20% An) микроклином или микроклин-пертитом. Пегматиты этой группы обычно содержат 5—6% слюды, преимущественно представленной мусковитом, немного граната, турмалина, апатита, очень небольшое количество пирита и халькопирита.

Таблица 40

Окислы	Гранодиориты		Гранит-плагио- микроклиновый
	р-н Сорта- вала	р-н Хепо- селькя	
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	64,26	64,72	65,84
TiO <sub>2</sub>	1,09	0,38	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,75	16,81	15,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	0,20	0,80
FeO	3,45	3,90	2,58
MnO	0,04	0,02	0,05
CaO	3,82	4,03	1,87
MgO	1,74	1,72	1,28
Na <sub>2</sub> O	3,81	3,52	4,07
K <sub>2</sub> O	3,57	3,52	7,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,09	—
H <sub>2</sub> O	0,13	0,18	0,28
П.п.п.	0,92	0,98	—
Сумма . .	99,97	100,07	100,16

Анализы 1, 3 по Н. Г. Судовикову (1954), анализ 3 по А. М. Даминовой (1945 г.)

Непосредственные соотношения гранитоидов этого района устанавливаются только относительно сланцев, доломитов и амфиболитов нижнего протерозоя, явно прорывающихся и метаморфизиующихся кислой магмой. По данным А. А. Миндлинной и Л. Н. Потрубович (1946 г.),

граниты массива Импиинемы являются также более поздними, чем пироксениты и габбро-диориты массива Велимяки и дайки амфиболизированных основных пород залива Халинсельга, секущие складчатую структуру сланцев ладожской серии, в свою очередь пересекающиеся пегматитами, инъецирующими сланцевую толщу.

Химическая характеристика гранодиоритов и гранитов I постладожской группы приведена в табл. 40.

Как видно из приведенных в табл. 40 цифр, анализы 1, 2 отвечают типичным гранодиоритам, несколько пересыщенным  $Al_2O_3$ . Необходимо отметить, что Н. Г. Судовиковым (анализ 1) они рассматриваются как гранитизированные основные породы. В то же время плагио-микроклиновые граниты (анализ 3) отличаются от типичных щелочноземельных гранитов пониженным содержанием  $SiO_2$  и повышенным значением  $K_2O$ , по-видимому, объясняющими существенно микроклиновый состав их.

## ИНТРУЗИИ II ПОСТЛАДОЖСКОЙ ГРУППЫ

Среди поздних постладожских интрузий намечаются две подгруппы, несколько различные по петрографическим ассоциациям и положению в региональной складчатой структуре Восточно-Финляндской синклинорной зоны. К первой из них относятся габбро-диориты, диориты, гранодиориты и граниты комплекса пут-сари, образующие ряд тел, преимущественно подчиненных направлению складчатой структуры вмещающих терригенных толщ. К второй подгруппе принадлежат пегматоидные граниты и плагио-микроклиновые пегматиты. Эти породы, приуроченные к системе разломов, секущих вкрест простирания складчатую структуру ладожской серии, по-видимому, представляют заключительную, посторогенную фазу постладожского магматизма.

### *Магматический комплекс пут-сари*

Главной областью распространения пород, известных под названием магматического комплекса пут-сари, является северо-западное побережье и примыкающие к нему острова Ладожского озера между о-вом Соролан-сари на западе и заливом Мек-лахти на востоке. Здесь они слагают ряд пластовых или пластовосекущих тел, площадью от долей километра до 80—100 км<sup>2</sup>, преимущественно ориентированных в северо-западном направлении, параллельно складчатой структуре вмещающей ладожской серии.

В отличие от интрузивных образований I постладожской группы, несомненно принимавших участие в постладожской складчатости, эти породы несут следы только разрывных дислокаций. Нижняя возрастная граница магматического комплекса пут-сари устанавливается достаточно четко. На северном побережье и островах Ладожского озера диориты и гранодиориты его содержат многочисленные ксенолиты мигматизированных гнейсов ладожской серии, метапироксенитов, метагаббро, гнейсогаббро-диоритов, гнейсо-диоритов и микроклин-плагиоклазовых гранитов I постладожской группы. На восточном берегу залива Мек-лахти лейкократовые микроклин-плагиоклазовые граниты, мигматизирующие сланцы ладожской серии и прорывающие их жильные пегматиты, секутся жилами кварцевых диоритов и гранодиоритов, местами ориентированных вкрест простирания пегматитовых тел (рис. 67) (Волотовская, Нумерова, 1947 г., Саранчина, 1949 г.). Верхняя граница распростране-

ния этих пород является условной. Судя по пространственному положению относительно складчатой структуры вмещающих сланцев ладожской серии, они рассматриваются как образования более ранние, чем пегматоидные граниты этого района.

Массив Пут-сари — Хепосалон-сари, расположенный на северо-западном побережье и островах Ладожского озера, представляет неправильное, пластовосекущее тело диаметром около 12—15 км. Согласно данным Н. А. Волотовской и В. Н. Нумеровой (1947 г., 1948 г.), это сложная интрузия трещинного типа, сформировавшаяся в течение четырех фаз. В первую из них были

образованы габбро-нориты, кварцевое габбро и пироксеновые диориты, сохранившиеся в виде ксенолитов среди пород последующих фаз и отдельных жил или небольших тел среди мигматизированных гнейсов ладожской серии. В контактах с более поздними гранитами и гранодиоритами, они, местами, нацело превращены в полевошпатовые амфиболиты. Во вторую фазу образовались кварцевые диориты, подчиненные им монцонит-диориты и сиенито-диориты, широко развитые на побережье и островах Ладожского озера. Это серые или розовато-серые среднезернистые породы массивного, редко слабо гнейсовидного сложения. В гнейсовидных

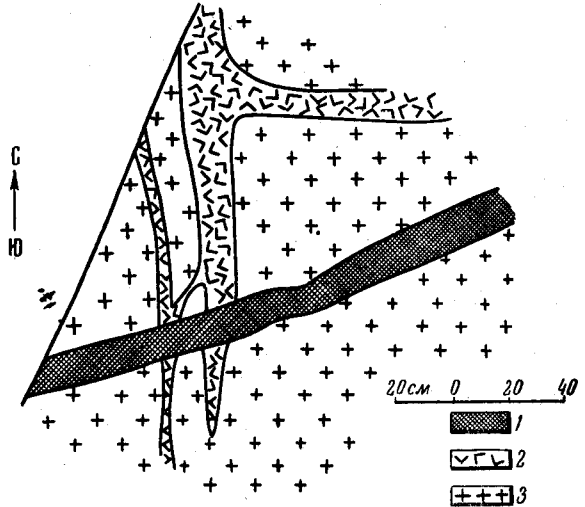


Рис. 67. Жильные диориты комплекса пут-сари, прорывающие плагдио-микроклиновые граниты и пегматиты I постладожской группы (по Н. А. Волотовской и В. Н. Нумеровой, 1947). 1 — порфирированный диорит комплекса путсари; 2 — пегматит; 3 — гранит I постладожской группы

разновидностях местами наблюдается линейная ориентировка амфибола или линзовидных скоплений биотита, чаще параллельная складчатой структуре ладожской серии, реже секущая ее под некоторым углом. Тела этих пород местами содержат отдельные ксенолиты пироксеновых диоритов и габбро-диоритов, присутствие которых документирует отчетливый перерыв между производными обеих фаз. Третья фаза интрузивной деятельности представлена гранодиоритами и связанными с ними среднезернистыми гранитами, преимущественно развитыми на о-ве Хепосалон-сари и в крупных клиньях — апофизах на северном побережье Ладожского озера. На о-ве Пут-Сари эти породы образуют сложную систему жил среди диоритов и монцонит-диоритов II фазы. Гранодиориты местами имеют отчетливую порфирированную текстуру и хорошо выраженную трахитоидность, обусловленную плоскостной ориентировкой крупных таблитчатых кристаллов розового микроклина. В четвертую фазу были образованы лейкократовые, порфирированные плагдио-микроклиновые граниты, главной областью распространения которых является о-в Пут-Сари (рис. 68). Отдельные пластовые и пластовосекущие тела гранитов известны на северном побережье Ладожского озера. Стратиграфическое положение этих пород устанавливается по наличию

многочисленных сложных жил их среди диоритов, монцит-диоритов и гранодиоритов II и III фазы. Для данных гранитов характерна прекрасно выраженная ориентировка таблитчатых кристаллов микроклина,

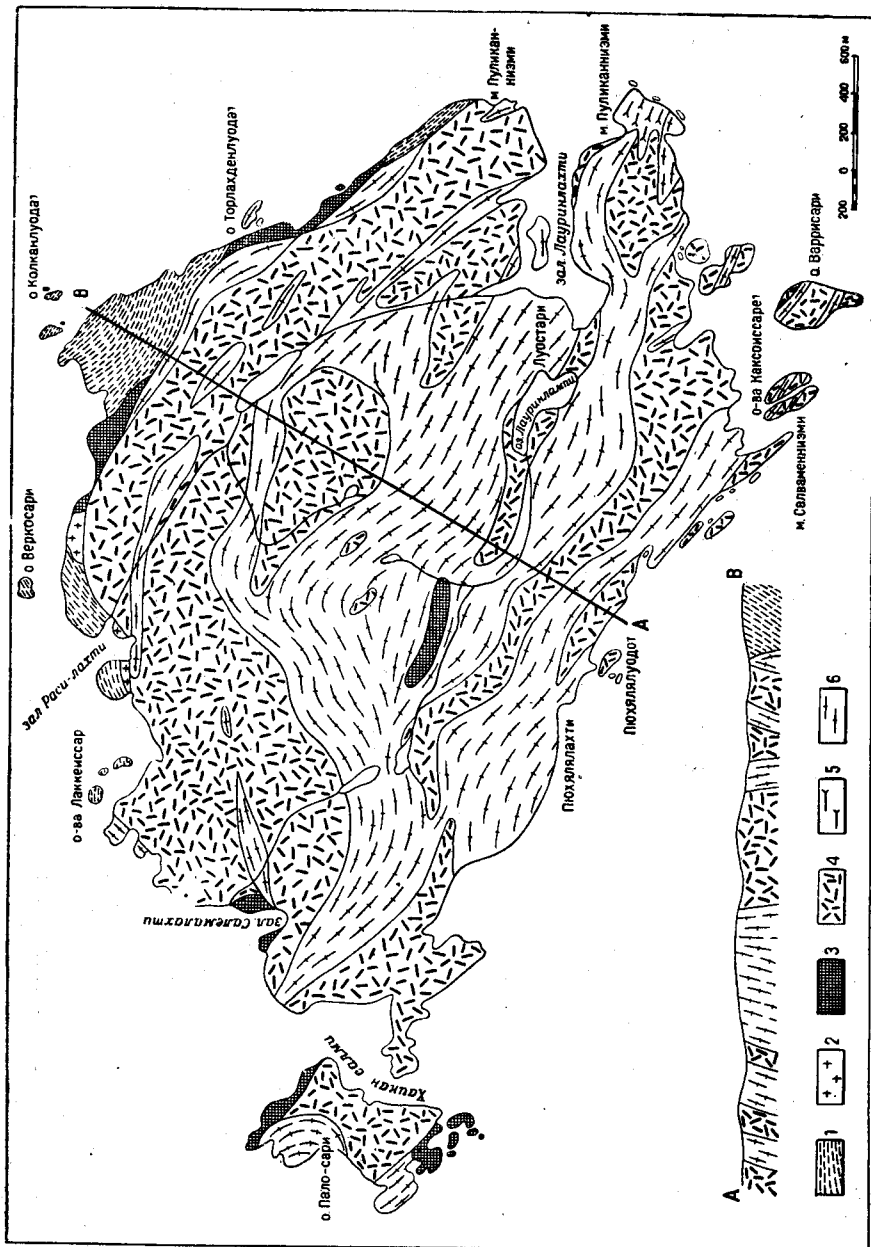


Рис. 68. Геологическая карта о-ва Пут-Сари (по Н. А. Вологовской и В. Н. Нумеровой, 1947 г.)  
 1 — мигматиты I послалаждского гранита по биотитовым и биотито-гранатовым гнейсам; 2 — граниты серые порфиroidные;  
 3 — габбро-нориты, пироксеновые диориты и метагаббро; 4 — кварцевые диориты и кварцевые монцит-диориты; 5 — гра-  
 нодиориты трахитоидные; 6 — граниты трахитоидные

дающих отчетливые структуры приспособления к плоскостям контактов. Очевидно, внедрению гранитного материала предшествовало образование системы разломов северо-западного направления, сопровождавшееся интенсивным дроблением более ранних пород, так как вся южная часть

о-ва Пут-Сари представляет крупную зону эруптивной брекчии порфировидных трахитоидных или равномерно-зернистых массивных гранитов по породам II и III фаз (рис. 69).

Наличие эруптивных контактов между производными различных фаз позволяет рассматривать данный массив как сложное тело, образованное в процессе последовательного заполнения интрузивной полости магматическим материалом, характер которого постепенно менялся от

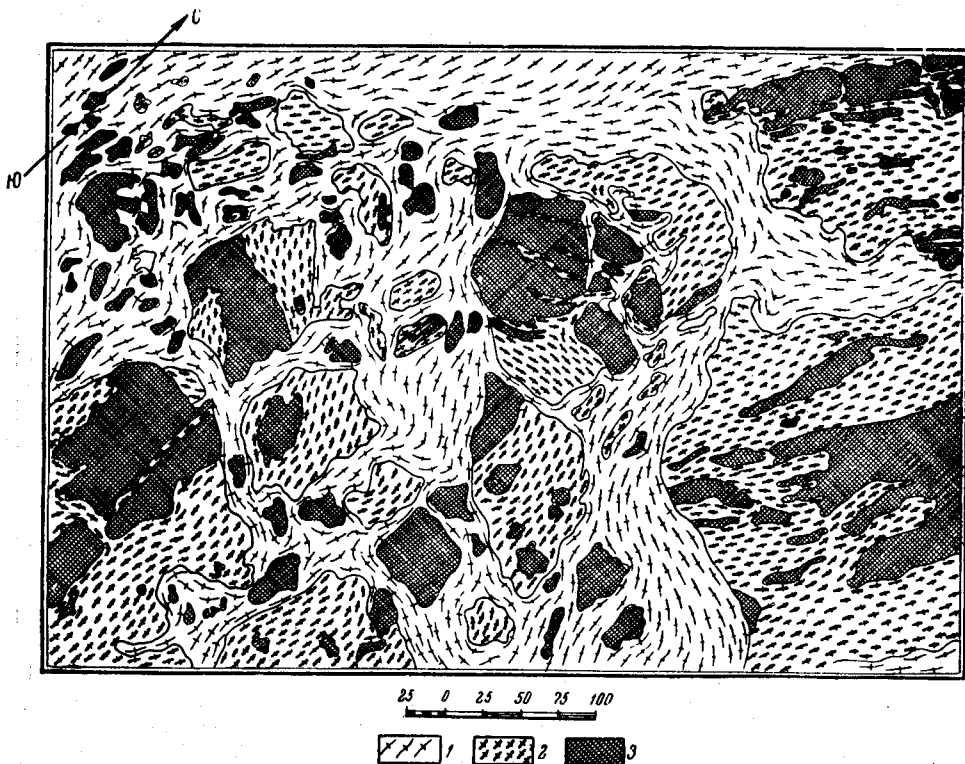


Рис. 69. Эруптивная брекчия трахитоидных гранитов по гранодиоритам и диоритам II и III фазы (по Н. А. Вологовской и В. Н. Нумеровой, 1947)

1 — граниттрахитоидный; 2 — гранодиорит; 3 — диорит

основного через средний к кислому составу. Наряду с такой дифференциацией, происходившей на некоторой глубине, в нем наблюдаются следы дифференциации на месте в пределах интрузивной полости. Процессами этого рода, по-видимому, можно объяснить появление среди габбро-норитов I фазы кварцевых габбро-диоритов, среди диоритов II фазы — небольших тел сиенито-диоритов, гранодиоритов и т. д.

В пределах массива Пут-сари — Хепосалон-сари встречаются отдельные маломощные жилы диорит-пегматитов, очевидно, являющихся дифференциатами габбро-диоритов или диоритов, и многочисленные более крупные жилы плагио-микроклиновых пегматитов, генетически связанных с порфировидными гранитами. По-видимому, к жильной фации последних принадлежит плагио-микроклиновые аплитовидные граниты. образующие ряд правильных даек мощностью в 1—3 м, реже крупных жилообразных тел как в порфировидных гранитах, так и во вмещающих ладожских гнейсах.



Для пород этого комплекса характерно широкое развитие первичных магматических структур. Минералогическая и химическая характеристика различных членов его приведена в табл. 41, 42.

Таблица 41

Название пород	Минералы порообразующие	Минералы второстепенные и акцессорные	Минералы вторичные
Габбро-нориты I фазы	Лабрадор (50—70% An), авгит, реже гиперстен, биотит (охристо-бурый)	Обыкновенная роговая обманка, кварц, рудный минерал, апатит	Хлорит, кальцит
Кварцевое габбро и пироксеновые диориты I фазы	Андезин (35—45% An), обыкновенная роговая обманка, пироксен (диопсид, авгит, реже гиперстен), биотит (охристо-бурый)	Кварц, микроклин (отдельные зерна), рудный минерал, апатит	Актинолит, биотит (зеленый), хлорит, карбонат
Кварцевые диориты и сиенито-диориты II фазы	Андезин (30—35% An), обыкновенная роговая обманка, биотит (темно-бурый) Микроклин (призматические зерна и антипертитовые вроски в плагиоклазе), кварц	Рудный минерал, апатит	Биотит (зеленый), хлорит, карбонат, эпидот, серицит
Гранодиориты и граниты III фазы	Олигоклаз (22—27% An), кварц, микроклин (призматические зерна и антипертитовые вроски), биотит (темно-бурый), обыкновенная роговая обманка	Рудный минерал, апатит	Биотит (зеленый) хлорит
Трахитоидные граниты	Олигоклаз (20—24% An), микроклин, кварц, биотит (темно-бурый)	Рудный минерал, апатит	Биотит (ярко-зеленый), хлорит, карбонат, мусковит

Как видно из приведенных в табл. 41 данных, качественный минералогический состав этого комплекса варьирует в небольших пределах. Все минералы, кроме пироксенов, исключительно приурочены к габбро и кварцевому габбро, в том или ином количестве присутствуют в породах различных фаз. По ряду цветных минералов последовательное развитие его идет в направлении постепенного вытеснения пироксена амфиболом в средних и амфибола биотитом в кислых членах этой генетической серии. По ряду бесцветных компонентов этот же процесс проявляется в изменении характера плагиоклаза от лабрадора в габбро-норитах через андезин в кварцевых диоритах и сиенито-диоритах до олигоклаза в порфировидных гранитах и параллельном закономерном увеличении содержания кварца и микроклина.

С гранитами данного комплекса связана локальная мигматизация вмещающих сланцев ладожской серии, обычно ограничивающаяся узкими зонами экзоконтактов, и процессы щелочного и кварцевого метасо-

Таблица 42

Окислы	Габбро-нориты I фазы	Кварцевые диориты II фазы	Граниты IV фазы
SiO <sub>2</sub>	50,44	52,82	72,03
TiO <sub>2</sub>	0,79	2,00	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,54	17,50	14,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,57	0,14	0,73
FeO	13,50	9,61	2,09
MnO	0,23	0,17	0,09
MgO	8,30	3,55	0,55
CaO	8,34	7,30	1,59
Na <sub>2</sub> O	1,03	2,34	2,63
K <sub>2</sub> O	2,66	2,98	5,23
H <sub>2</sub> O	0,16	0,08	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	—	—
П.п.п.	1,50	1,66	0,53
Сумма . . .	100,30	100,15	100,11

Анализы по Н. А. Вологовской (1946).

матоза более ранних габбро-диоритов и диоритов. Все эти породы в ксенолитах и узких контактных зонах в той или иной степени обогащены К, SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O и обеднены Са, Mg и Fe. В начальной стадии процесса наблюдается исчезновение пироксена и позднее амфибола с превращением их в агрегат мелкочешуйчатой слюды. В дальнейшем происходит постепенное замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом с образованием своеобразных вторичных пород, характеризующихся присутствием крупных порфиробласт микроклина в среднезернистой основной массе, состоящей из кислого плагиоклаза, кварца и биотита.

Необходимо отметить, что наряду с господствующим представлением о магматическом генезисе порфировидных гранитов комплекса пут-сари (Наскман, 1931; Вологовская, 1948; Перекалина, 1948) существует представление о вторичном метасоматическом происхождении их. Так, по Н. Г. Судовикову (1954), эти породы в основном образованы при гранитизации гнейсов ладожской серии, причем, в зависимости от степени насыщения подвижным гранитизирующим веществом, они либо остаются на месте, либо приобретают способность к миграции и выполнению системы трещин в консолидированных вмещающих породах.

### *Пегматоидные граниты и пегматиты*

Породы, известные в литературе под названием пегматоидных гранитов, сосредоточены в северной части Северо-Западного Приладожья. Здесь они образуют многочисленные неправильные штокообразные и жильные тела среди кристаллических сланцев ладожской серии, а также в комплексе ультраосновных, основных и средних пород I постладожской группы (массив Мартинан-сари и др.). Размеры гранитных тел варьируют в широких пределах. Наиболее крупные из них, достигающие 4—5 км<sup>2</sup>, реже 10—13 км<sup>2</sup>, известны к северо-западу от ст. Маткаселькя, к западу от оз. Руоко-ярви и на южном побережье оз. Кангасярви. Жилы этих пород при мощности в 10—15 м прослеживаются по простиранию на сотни метров и более. Контакты гранитных тел обычно резкие, преимущественно ориентированные вкрест простирания складчатой структуры сланцев или первичномагматической структуры течения

интрузивных пород. Часто граниты содержат ксенолиты вмещающих пород различной величины и формы. Кристаллические сланцы в зоне контакта, мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров, отчетливо фельдшпатизированы, местами ороговикованы, часто обогащены гурмалином. Основные породы вблизи гранитов обычно сильно амфиболитизированы, нередко значительно обогащены биотитом.

Так как непосредственные соотношения пегматоидных гранитов установлены только относительно сланцев ладожской серии и основных пород I постладожской группы (о-в Марттинан-сари), стратиграфическое положение их точно не выяснено. Судя по форме залегания в виде секущих тел и внутренней структуре последних, это крутопадающие (почти вертикальные) позднекинематические интрузии трещинного типа, образованием которых, по-видимому, заканчивается проявление постладожского магматизма.

Пегматоидные граниты данного района представляют лейкократовые породы белого, голубовато-серого или розового цвета. Характерной особенностью их является чрезвычайно неравномерное зернистое сложение, обусловленное чередованием относительно мелкозернистых участков гранитного облика с неправильными гнездообразными или линзообразными зонами типичного пегматита. В последнем размер зерен полевого шпата и кварца нередко достигает 4—5 см. Господствующим распространением пользуются массивные разновидности. Подчиненную роль играют слегка гнейсовидные граниты, плоскопараллельная структура которых имеет преимущественно меридиональное простирание и почти вертикальное падение. Нередко отчетливо выражены процессы дробления, местами, преимущественно в контактных зонах, приводящие к образованию типичных катаклазитов. Структура гранитов гипидиоморфная, blastогранитная, местами гранофировая и гранобластическая. В составе их главную роль играют альбит-олигоклаз, микроклин или микроклин-пертит, содержание которых варьирует в широких пределах, и кварц. В небольшом количестве здесь же присутствуют мусковит, турмалин, биотит, гранат, апатит, вторичный серицит и изредка цоизит. В составе тяжелой фракции широко распространены ильменит, пирит, халькопирит, гематит, магнетит и редки арсенопирит, молибденит и борнит (Билибина и др., 1953 г.).

В тяжелой фракции пегматоидных гранитов района с. Пертипохья были отмечены лимонит, сфалерит, циркон, колумбит, турмалин и апатит (минералогическая лаборатория СЗГУ). Спектральными анализами в этой же пробе в незначительном количестве установлены литий, бериллий и германий.

По преобладанию того или иного полевого шпата среди этих пород выделяются плагиоклазовые и плагио-микроклиновые граниты, а по характеру цветного минерала турмалино-мусковитовые и биотитовые разновидности. Граниты с турмалином и мусковитом широко развиты в массиве Руоко-ярви, на южном побережье оз. Кангас-ярви и в ряде других мест. Размер пластинок слюды в них составляющий в среднем 0.5—1,0 см<sup>2</sup>, местами достигает 10—12 см<sup>2</sup>, длина столбчатых кристаллов гурмалина колеблется от долей сантиметра до 5—7 см. В одной из жил крупнозернистого пегматоидного гранита (пегматита), в районе оз. Пялк-ярви были отмечены кристаллы турмалина размером до 7×30 см (V. Naskman, 1931).

Биотитовые граниты, часто ассоциирующие с турмалино-мусковитовыми разновидностями, типично представлены к северу от ст. Яккима,

а также в ряде жил, секущих пироксениты, габбро-диориты и диориты массива Марттинан-сари.

По-видимому, к этой же группе относятся плагио-микроклиновые пегматиты северо-восточного побережья Ладожского озера, преимущественно сосредоточенные между заливом Импилахти на западе и районном с. Уксу на юго-востоке. Стратиграфическое положение этих пород устанавливается по наличию многочисленных жил их среди гранито-архей и кристаллических сланцев ладожской серии, мигматизированных I постладожским гранитом, а также по пересечению их более молодыми пегматитами гранитов рапакиви. Среди поздних постладожских пегматитов этого участка выделяются два генетических типа различных по условиям залегания, внутреннему строению и особенностям минералогического состава (Никитин и Шуркин, 1949 г.).

Пегматиты I типа преимущественно залегают в амфиболитах сортавальской серии, реже в сланцах ладожской серии, гнейсо-гранитах архей или тектонических контактах их со сланцами. В гнейсо-гранитах они образуют правильные, преимущественно секущие жилы мощностью до 5—6 м. В амфиболитах и сланцах те же пегматиты слагают межпластовые залежи, штокообразные тела часто весьма прихотливой формы, неправильные пластовые, реже секущие жилы, обычно осложненные рядом пережимов и раздувов. Средняя мощность жил 2—2,5 м. Размер штокообразных тел колеблется от 150 до 400 м по простиранию и 30—60 м вкрест простирания. Наиболее крупные из них приурочены к контактам между породами различного состава, как например, биотитовыми сланцами и амфиболитами или сланцами и архейскими гнейсо-гранитами.

Пегматиты образуют недифференцированные тела, характеризующиеся незакономерным сочетанием гранит-пегматитовых, пегматитовых и графических структур. По составу они близки к гранитам. Это белые или светло-розовые, очень неравнозернистые породы, в основном состоящие из микроклин-пертита, альбита (5—12% An), реже олигоклаза (20—23% An) и кварца. В небольшом количестве в них присутствует биотит, обычно в той или иной степени замещенный мусковитом и хлоритом, аксессуарные: гранат, апатит, турмалин, магнетит, пирит, изредка молибденит.

Пегматиты II типа приурочены к краевым частям архейских гнейсо-гранитных глыб. Здесь они образуют правильные крутопадающие жилы, преимущественно выполняющие трещины разрыва, ориентированные перпендикулярно кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород. Размер жил колеблется в широких пределах. Отдельные из них (районы оз. Вахалампи, мыса Леппяниemi, залива Мурсулы, Хирвостенкюля, о-ва Пусун-сари) при мощности от 1,5—2,0 м до 20—25 м прослеживаются по простиранию на 200—400 м, изредка на 600—750 м.

Пегматиты обычно имеют зональное строение. Краевые части их сложены зернистым существенно плагиоклазовым гранит-пегматитом, за которым следует зона крупнокристаллического плагиоклаза и микроклина в гранофировом срастании с кварцем. Следующая зона представлена крупноблоковым пегматитом с отчетливым преобладанием ярко-розового микроклина и, наконец, ось сложена кварцем молочно-белого, серого, местами дымчатого и бледно-розового цвета. В небольшом количестве в породе присутствуют биотит, преимущественно приуроченный к краевым частям жильных тел, мусковит, аксессуарные: гранат, магнетит, пирит, апатит, изредка сфен, турмалин, амфибол, в единичных случаях сподумен, берилл, халькопирит, арсенопирит, галенит, ильменит

и гематит, местами явно развивающийся по магнетиту. Характерной особенностью этих пород является присутствие редкоземельных минералов, преимущественно приуроченных к хлоритизированному биотиту и гранату.

Возрастные соотношения между пегматитами обеих генетических типов точно не установлены. По представлениям ряда исследователей это разновозрастные образования, возникшие после складчатых деформаций вмещающей ладожской серии.

Необходимо отметить, что определение абсолютного возраста пегматитов этой группы калиаргоновым методом по мусковиту (пегматитовая жила севернее оз. Вахва-Ярви) дает цифру  $1820 \cdot 10^6$  лет.

### **СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ**

В среднем протерозое выделяются две группы интрузивных образований, соответствующих двум периодам проявления магматической деятельности. Ранняя из них представлена гипабиссальными породами, слагающими силлы, пластовосекущие и секущие тела различных размеров, пространственно преимущественно связанные с осадочными толщами сегозерской и онежской серий. Породы, входящие в состав этой группы, представлены разновидностями основного состава.

Несколько иной характер имеет поздняя группа интрузивных образований. В отличие от ранней в состав ее входят также породы ультраосновного состава. Генетически и пространственно интрузивные образования этой группы тесно связаны с вулканитами суйсарской серии и серии ветреного пояса, по отношению к которым они имеют резко подчиненное распространение.

### **РАННЯЯ ГРУППА ИНТРУЗИИ**

В данном разделе описаны диабазы и габбро-диабазы, залегающие среди осадочных образований сегозерской и онежской серий, совместно с которыми они дислоцированы в процессе позднекарельской складчатости. Сюда же отнесены несколько более поздние интрузии трещинного типа, прорывающие как супракрустальные толщи нижнего и среднего протерозоя, так и окаймляющие их гранитоиды архейского и нижнепротерозойского возраста. Необходимо отметить, что среднепротерозойский возраст габбро-диабазов, слагающих эти малые тела, нередко является условным, так как по структуре и составу они трудно отличимы от соответствующих пород нижнего протерозоя.

Как известно, вопрос о характере залегания основных пород, образующих согласные тела среди осадочных образований сегозерской и онежской серии, является дискуссионным. В. М. Тимофеевым (1935а, 1935б) и другими исследователями (Желубовский, 1934; Неуструев, 1933, 1935; Судовиков, 1934, 1939, 1946; Харитонов, 1939, 1941) они рассматривались как эффузивы карельской формации. Согласно более поздним исследованиям Л. Я. Харитонova (1958) и С. А. Дюкова (1954 г.) среди основных пород среднего (по Харитонову верхнего) протерозоя наряду с интрузивными диабазами и габбро-диабазами присутствуют эффузивы аналогичного состава. Наконец, по М. А. Гиляровой (1948а, 1948б, 1949), В. А. Перевозчиковой (1957, 1959б) и В. В. Яковлевой (1959), ранняя группа магматических образований среднего протерозоя представлена только интрузивными породами.

Относимые некоторыми исследователями к этому возрасту эффузивы района озер Тунгудское, Сегозеро, с. Чебино и т. д. М. А. Гилярова, В. А. Перевозчикова и др. считают более древними — нижнепротерозойскими, так как галька пород этого типа присутствует в базальных конгломератах среднего протерозоя. Одновременно с этим М. А. Гилярова часть эффузивных пород данной группы относит к более молодому суйсарскому комплексу, предполагая, что последний в пределах Карелии имеет более широкое распространение, чем это принималось ранее и принимается в настоящее время большинством исследователей.

Имеющийся в настоящее время фактический материал свидетельствует о том, что среди ранних интрузий среднего протерозоя присутствуют как интрузивные, так и эффузивные образования, описание которых вследствие трудности (а местами и невозможности) расчленения их, дается совместно.

Вопросы, связанные с проблемой основных пород, рассматриваются в работах А. А. Иностранцева (1871, 1873), Ф. Левинсона-Лессинга (1888), В. М. Тимофеева (1935в), Н. Г. Судовикова (1931, 1933, 1934а, 1934б), Н. А. Елисеева (1928, 1929), Л. Я. Харитоновой (1939, 1941), Эскола (P. Eskola, 1925), В. А. Перевозчиковой (1957, 1959а, 1959б), М. А. Гиляровой (1948б, 1949, 1955), В. В. Яковлевой (1959 г.) и других исследователей.

Среди ранних интрузий среднего протерозоя наиболее распространенными являются метадиабазы, часто с миндалевидной текстурой, габбро-диабазы, лейкодиабазы и альбититы. Все упомянутые породы нередко тесно связаны между собой, встречаясь вместе в пределах отдельных интрузий, а также слагая самостоятельные тела.

Преимущественное развитие эти породы имеют в юго-восточной и центральной частях Карелии (Западно-Карельская, отчасти Восточно-Карельская синклинорные зоны), а на остальной площади отмечены в незначительном количестве. Это объясняется как ограниченным распространением здесь осадочных образований среднего протерозоя, так и трудностью отделения среднепротерозойских основных пород от близких по составу нижнепротерозойских интрузий.

### *Юго-Восточная и Центральная Карелия*

В Юго-Восточной и Центральной Карелии основные породы ранней группы среднего протерозоя известны в районах озер Онежского, Сегозеро, Янг-Озеро, Елм-Озеро, Руг-Озеро, Тунгудского и ряда других мест. Пространственно они преимущественно связаны с осадочными породами среднего протерозоя (сегозерской и онежской серий). С известной степенью условности к этой группе могут быть отнесены основные породы, слагающие массивы и жилы среди более древних — нижнепротерозойских и архейских образований, например, Пудожгорская интрузия габбро-диабазов.

Петрографически различные породы рассматриваемой группы в общих чертах сходны. Главными породообразующими минералами их являются альбит и амфибол, присутствующие в различных количественных соотношениях. Однако наряду с этим намечаются и некоторые особенности, проявляющиеся в текстуре, структуре или минералогическом составе, которые являются характерными для определенных интрузий.

Так, по М. А. Гиляровой (1945 г., 1948б) и В. В. Яковлевой (1959), в Юго-Восточной Карелии (район с. Койкары, с. Святнаволок и юго-

западного побережья оз. Сег-Озеро) можно выделить несколько интрузивных пластов основных пород, залегающих среди осадочных образований различных стратиграфических горизонтов и несколько различающихся между собой. Один из них сложен мелко- или среднезернистыми темно-зелеными метадиабазами, состоящими из актинолита, сильно сосюритизированного плагиоклаза, эпидота и хлорита. В подчиненном количестве присутствуют кальцит, биотит, кварц и лейкоксен. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, титаномагнетитом, пиритом. Структура метадиабазов бластоофитовая, реже пойкилитовая. Характерной особенностью этих пород является значительное обогащение вторичными минералами. Данный интрузивный пласт залегает в нижней части кварцито-песчаниковой толщи сегозерской или онежской серий. В районе с. Койкары он подстилается серыми кварцито-песчаниками с единичными гальками кварца и перекрывается розовыми косо-слоистыми кварцито-песчаниками с линзами мелкогалечного кварцевого конгломерата. Мощность этого силла меняется от 90 м в районе с. Койкары (Гилярова, 1949 г.) и р. Кумсы (Соколов, 1953 г.) до 350—400 м в районе юго-западного побережья оз. Сег-Озеро (Гилярова, 1949 г.).

Интрузивный характер данных метадиабазов определяется наличием активного верхнего контакта, который наблюдался М. А. Гиляровой на р. Суне у порогов Гирвас. Метадиабазы в зоне эндоконтакта становятся более мелкозернистыми, приобретают порфириовидную структуру и содержат миндалины, выполненные кварцем, кальцитом или эпидотом. В непосредственном контакте они переходят в сильно рассланцованную черную породу, состоящую из хлорита, биотита, магнетита и кварца; кварцито-песчаники в экзоконтакте обогащаются магнетитом и мусковитом.

Другая разновидность, представленная миндалевидными метадиабазами, слагает второй силл, который завершает разрез кварцито-песчаниковой толщи онежской серии. Кровлей его являются глинистые сланцы и косослоистые розово-серые кварцито-песчаники доломито-сланцевой толщи. Мощность силла колеблется от 16 до 60 м. Метадиабазы, слагающие его, характеризуются широким развитием миндалит, выполненных преимущественно эпидотом и хлоритом, реже гематитом, биотитом и кальцитом, а также характеризуются зеленой с лиловатым оттенком окраской, обусловленной присутствием значительного количества гематита.

Верхний контакт данной пластовой интрузии наблюдался на руч. Луконоя. Здесь метадиабазы в виде пластовых жил внедряются в сланцы и содержат их ксенолиты. Сланцы на контакте, отчетливо ороговикованные, состоят из мелких кристаллов кварца, альбита и большого количества волосовидных кристаллов тремолита, ориентированных параллельно сланцеватости. В значительном количестве в породе присутствуют рудный минерал и эпидот. Иногда в непосредственном контакте в сланцах наблюдаются порфиробласты альбита. Метадиабазы, по мере приближения к контакту, приобретают мелкозернистое строение и порфириовидную структуру. Местами они сильно рассланцованы и превращены в биотито-хлорито-магнетитовые сланцы, содержащие волосовидные кристаллики тремолита, иногда эпидот. Мощность приконтактной зоны 10—15 см.

Аналогичные метадиабазы и метамандельштейны наблюдаются на многих участках среди кварцитовых толщ. Они известны в районе к северо-западу от оз. Сег-Озеро (район озер Масл-Озеро, Елм-Озеро, Ко-

лонгозеро), к западу от с. Койкары (район оз. Янг-Озеро) и на некоторых других участках.

Широкое распространение основные породы ранней среднепротерозойской группы имеют в районе северного побережья Онежского озера, среди глинисто-кремнистых и шунгитоносных сланцев и переслаивающихся с ними черных доломитов онежской серии\*. Здесь они представлены силлами метагаббро-диабазов и частично эффузивами аналогичного состава. В. М. Тимофеевым эти породы описывались под наименованием заонежско-лижемского комплекса. На прилагаемой к тому геологической карте данные породы как бы окаймляют площадь распространения суйсарской серии и одновременно обнажаются в ядрах антиклиналей, сложенных туфосланцами и эффузивами ее (Яковлев, 1958 г.). Метагаббро-диабазы образуют узкие гряды с обрывистыми склонами, ориентированные в северо-западном направлении. Депрессии между ними сложены пологозалегающими сланцами, которые подстилают габбро-диабазы. Последние содержат ксенолиты сланцев, представляющих собой реликты кровли пластовых интрузий.

В пределах северного Прионежья выделяются три более крупных силла мощностью до 60 м. Первый из них залегает среди черных глинистых сланцев, второй—черных доломитизированных известняков и шунгито-глинистых сланцев и третий—в алевролитоглинистых и шунгитоглинистых сланцах сланцевой толщи онежской серии (Яковлева, 1958 г.). Крупные силлы сопровождаются серией более мелких пластовых тел и послыльных жил.

На некоторых участках (сс. Шуньга, Спасская губа, р. Кочкома и р. Пажа) рядом исследователей (Рябов, 1933, Харитонов, 1933 г. и др.) была установлена многократная перемежаемость основных пород со сланцами. Отдельные пласты их имеют характер маломощных неглубоко залегающих интрузий. В районе с. Спасская Губа на контакте метагаббро-диабазов с алевролитоглинистыми и шунгитоглинистыми сланцами развиты адинолы, представляющие собой черные тонкозернистые с раковистым изломом породы, состоящие из вторичного альбита и редких порфириобласт актинолита и кальцита. В районе с. Шуньга сланцы в контактовой зоне шириной 10—15 см окремнены, брекчированы и пронизаны сетью быстро выклинивающихся жилок, состоящих из сульфидов с небольшим количеством кварца. Местами они приобретают более светлую окраску, в связи с выжиганием шунгита и обогащением их кварцем и актинолитом.

В краевых частях метагаббро-диабазовых тел развиты миндалевидные диабазы и порфириды. Основные породы на контакте с шунгитосодержащими сланцами иногда приобретают черную окраску, обусловленную развитием в них шунгита.

Метагаббро-диабазы этого участка представляют серо-зеленые и темно-зеленые средне- и крупнозернистые породы. Характерной особенностью их является пойкилоофитовая структура, обусловленная развитием крупных порфириобласт роговой обманки, содержащих беспорядочно распределенные мелкие лейсты плагиоклаза. Разновидности с офитовой структурой имеют подчиненное развитие. По данным

\* *Примечание редакции.* На прилагаемой к тому геологической карте площадь распространения основных пород ранней нижнепротерозойской группы, возможно, несколько преувеличена, так как вследствие плохой обнаженности этой территории, здесь не всегда выделяются участки распространения эффузивов суйсарской серии.



В. В. Яковлевой (1959 г.) среди метагаббро-диабазов выделяются альбито-пироксеновые и альбито-актинолитовые разновидности, которые состоят из пироксена, или амфибола, альбита, хлорита, биотита, серицита, цоизита и кварца. В направлении к контакту с вмещающими породами габбро-диабазы характеризуются более мелкозернистым строением и миндалевидной текстурой. В непосредственном контакте распространены альбитовые порфириды.

На участке месторождения Медные Ямы В. М. Тимофеевым в габбро-диабазе вместо обыкновенной роговой обманки и актинолита, наблюдался фиолетово-синий глаукофан. Здесь же в Северном Прионежье местами распространены лейкократовые габбро-диабазы, слагающие различной величины участки среди меланократовых и мезократовых разновидностей. Это — крупнозернистые зеленоватые (иногда с розоватым оттенком) породы, характеризующиеся наличием гранофировых структур прорастания плагиоклаза кварцем.

Метагаббро-диабазы пререзаются большим количеством жил, сложенных кварцем, кварцем с кальцитом или с турмалином. Многие из них содержат рудные минералы. С основными породами Северного Прионежья связаны многочисленные, но мелкие месторождения меди, некоторые из которых разрабатывались в XVIII и XIX вв.

Метадиабазы и метагаббро-диабазы, аналогичные описанным выше, установлены также на восточном берегу Онежского озера среди кварцито-доломитовой толщи района р. Пяльмы и углисто-глинистых сланцев района р. Пажи. Осадочные породы на контакте с габбро-диабазами ороговикованы, окремнены и обогащены кальцитом (Поротова, 1950 г.).

Силлы основных пород, залегающих среди доломито-сланцевой толщи, распространены также в районе оз. Сег-Озеро. С известной степенью условности к ним может быть отнесен силл, верхний контакт которого с доломитами обнажается на о-ве Северин-Сари (против Кюльмяс-губы, Тимофеев, 1935в.) В непосредственном контакте в этих доломитах появляется турмалин, а в более удаленных частях они содержат тремолит, эпидот и местами тальк. Здесь же П. А. Борисов наблюдал щетки барита. Метадиабазы в зоне контакта имеют мелкозернистое строение, миндалевидную структуру и обогащаются биотитом и магнетитом. Довольно крупное тело габбро-диабазов длиной не менее 30 км и мощностью в 160 м, известно в районе с. Койкоры. Приурочено оно к зоне контакта кварцево-песчаников с доломитизированными известняками онежской серии. Карбонатные породы в зоне экзоконтакта пересечены маломощными (до 20 см) жилами эпидотизированных метадиабазов и тонкими, преимущественно приуроченными к плоскости сланцеватости, прожилками, сложенными эпидотом, гранатом и хлоритом.

Койкорская интрузия габбро-диабазов имеет отчетливо выраженное зональное строение. Краевые части ее мощностью в 1—3 м сложены тонкозернистыми метадиабазами обычно интенсивно сосюритизированными, местами превращенными в зеленые сланцы. Далее следует зона габбро-диабазов мощностью от 40 м в лежачем, до 50 м в висячем боку интрузивного тела. Центральная часть этого силла сложена теми же габбро-диабазами, несколько обогащенными титаномагнетитом. Все габбро-диабазы местами имеют отчетливую полосатость, обусловленную параллельным чередованием пропластков с различным содержанием главных породообразующих минералов. Для данного тела в целом устанавливается постепенное изменение характера габ-

бро-диабазов от меланократовых разновидностей в лежащем боку интрузии до лейкодиабазов с содержанием до 70% плагиоклаза в висячем боку ее. Одновременно вверх по разрезу намечается постепенное усиление альбитизации первичного плагиоклаза и появляется небольшое количество кварца в единичных зернах или микропегматитовых вростках в плагиоклазе.

К этой же ранней группе среднего протерозоя отнесена Пудожгорская интрузия габбро-диабазов, детально изученная Я. Х. Еселевым (1950 г.). Необходимо отметить, что вопрос о возрасте данной интрузии является дискуссионным; К. О. Кратцем она рассматривается среди магматических образований верхнего протерозоя (иотния).

Пудожгорский габбро-диабазовый массив расположен на восточном берегу Онежского озера, вблизи с. Римское. Он представляет собой пологопадающую на юго-запад интрузию, секущую вмещающие плагио-микроклиновые гнейсо-граниты архейского — нижнепротерозойского возраста. Длина интрузии 6 км при ширине от 500 до 1000 м.

Это отчетливо расслоенная интрузия трещинного типа, сформировавшаяся в одну интрузивную фазу. Породы, слагающие ее, характеризуются наличием первичных магматических структур течения (линии течения и полосатость), согласных с контактными поверхностями самого интрузивного тела и свидетельствующих о кристаллизации магмы в период заполнения пологонаклонной трещинной полости (Кратц, 1954).

В непосредственном контакте с вмещающими породами в лежащем и висячем боках интрузии развиты афаниты, в сторону от контактов постепенно переходящие в мелкозернистые диабазовые порфиристы, слагающие зону закалки мощностью от 1,8 до 5,2 м (лежащий бок). В нижней части интрузии развиты крупнозернистые нормальные габбро-диабазы мощностью от 28 до 60 м. Это слабо измененные лабрадор-пироксеновые породы, в верхней части зоны обогащенные титаномагнетитом, вверх по разрезу, в зоне мощностью 2—10 м они сменяются крупнозернистыми, зелеными габбро-диабазами, окраска которых обусловлена частичной амфиболизацией пироксена. Выше залегают мелкозернистые амфиболизированные диабазы, слагающие горизонт мощностью 33—45 м.

По направлению к висячему боку интрузий диабазы приобретают более крупнозернистое строение и интенсивно изменены процессами автометаморфизма. Они состоят из альбита и пироксена, сильно замещенного уралитом. Мощность этого невыдержанного по простиранию горизонта 8—34 м.

Далее в том же направлении диабазы постепенно переходят в лейкократовые габбро-диабазы с содержанием плагиоклаза до 50%. В заметном количестве в них наблюдается микропегматит, количество которого вверх по разрезу увеличивается до 45%.

Лейкократовые габбро-диабазы в направлении к висячему боку интрузии постепенно обедняются микропегматитом, обогащаются цветными минералами и переходят через среднезернистые в мелкозернистые диабазы, а затем афанитовые породы, слагающие зону закалки в висячем боку интрузии. Мощность горизонта лейкократовых габбро-диабазов 25—30 м.

Из приведенного разреза видно, что нормальные и обогащенные титаномагнетитом габбро-диабазы развиты в нижней, лейкократовые — в верхней частях интрузии. Образование отдельных разновидностей их является результатом кристаллизационной гравитационной дифферен-

циации основной магмы. Породы, слагающие верхнюю часть интрузии, автометаморфически изменены сильнее, чем в нижней зоне. Это можно объяснить более кислым составом и обогащением натрием и летучими остаточных растворов магмы, в силу большей подвижности концентрирующихся в области верхнего контакта.

Диабазы и габбро-диабазы, слагающие Пудожгорский массив, характеризуются офитовой, реже габбро-офитовой и габброидной структурами. Они состоят в основном из лабрадора, пироксена (ромбического или моноклинного) амфибола и титаномагнетита, присутствующих в различных количествах. Подчиненное значение имеют биотит, хлорит, эпидот, цоизит, серицит, микропегматит и кварц. Лейкократовые разновидности их характеризуются повышенным содержанием плагиоклаза с микропегматитовыми вростками кварца, приобретающего роль порообразующего минерала, а также кварца. Плагиоклаз в них представлен альбитом, цветной минерал — амфиболом.

Широкое развитие метагаббро-диабазы имеют к северо-западу от оз. Сег-Озеро, в районе озер Масл-Озеро — Елм-Озеро — Колонгозеро, а также оз. Янг-Озеро и с. Лубосалмы. Здесь они образуют пластовые или секущие тела, приуроченные к продольным разломам среди осадочных пород (преимущественно кварцитов), а также межформационные интрузии, залегающие по контакту кварцитовых толщ с подстилающими их породами. Мощность тел метагаббро-диабазов колеблется от нескольких десятков и до сотен метров. Породы в основном состоят из амфибола и андезина; в небольших количествах присутствуют эпидот, биотит, кварц, хлорит, рудные минералы и лейкоксен, иногда наблюдаются реликты пироксена.

Довольно широкое распространение имеют здесь лейкократовые габбро-диабазы, содержащие до 40—70% розового альбита. В различных количествах в этих породах присутствуют амфибол, кварц, в виде отдельных зерен или гранофировых вростков в плагиоклазе, цоизит, эпидот, биотит и рудные минералы. Эти габбро-диабазы слагают неправильные участки среди нормальных разновидностей, с которыми они связаны постепенными переходами. Одновременно мелкие тела их наблюдались также среди нижнепротерозойских гранитов. По А. А. Миндиной (1947 г.), влияние пегматоидных габбро-диабазов на вмещающие породы проявляется в альбитизации последних.

Метагаббро-диабазы известны также в районе оз. Шуезеро, где они образуют интрузивное тело, прослеживающееся в северо-западном направлении на протяжении более 5 км. Данный массив приурочен к почти вертикальному разлому, проходящему в толще кварцитов и кварцито-песчаников сегозерской серии. Метагаббро-диабазы вблизи контакта переходят в метадиабазы, содержащие ксенолиты кварцитов, а также образуют маломощные жилы в них.

В кварцитах в зоне контакта с метагаббро-диабазами появляются многочисленные мелкие секущие жилки кварца длиной от десятков сантиметров до 2,7 м. Мощность жилок кварца варьирует от нескольких миллиметров до 2—5 см, реже 20 см. Кварциты в контакте приобретают более темную окраску и содержат хлорит.

Метагаббро-диабазы, слагающие массив, характеризуются бласто-офитовой структурой и состоят из альбита, амфибола, хлорита. Местами присутствует кварц, иногда в количестве до 35%. Подчиненное значение имеют кальцит, эпидот и ничтожное биотит, лейкоксен, апатит, магнетит и пирит.

Лейкократовые метагаббро-диабазы распространены также в районе оз. Тунгудское — ст. Кочкома и оз. Выг-Озеро, где они образуют узкие вытянутые в северо-западном направлении дайкообразные тела, залегающие среди метадиабазов и зеленых сланцев нижнего протерозоя (тунгудско-надвоицкой серии).

### *Юго-Западная Карелия*

В Юго-Западной Карелии основные породы рассматриваемой группы имеют ограниченное распространение и преимущественно приурочены к площадям распространения пород сегозерской и онежской серий. Они установлены в районе озер Суо-Ярви, Туломозеро и Янис-Ярви.

В районе оз. Суо-Ярви осадочные породы среднего протерозоя прорваны телами метагаббро-диабазов различной величины и формы. Наиболее крупное из них, расположенное на северном берегу оз. Суо-Ярви, слагает значительную часть полуострова и на протяжении 2 км прослеживается к северу до с. Мюрис-ярви. Ширина тела около 2 км. Метагаббро-диабазы здесь приурочены к разлому, проходящему в осадочных породах восточного крыла синклинали структуры.

Пластовые тела основных пород на этом участке обычно залегают в кварцитах и иногда по контакту их с доломитами.

Подчиненное распространение имеют диабазовые порфириды, обычно слагающие краевые части тел метагаббро-диабазов. Порфиридные кристаллы в них представлены альбитом. Основная масса состоит из лейт альбита, амфибола, биотита, хлорита, эпидота, цоизита и рудного минерала.

По В. А. Соколову, крутая антиклинальная структура нижнепротерозойских пород севернее оз. Коватарви срезается среднепротерозойскими метадиабазами, которые в восточной части Туломозерской синклинали образуют пластовые тела среди осадочных пород верхней толщи среднего протерозоя. Кроме того, основные породы развиты в виде дайкообразных тел, залегающих среди нижнепротерозойских и архейских пород.

В районе оз. Янис-Ярви метагаббро-диабазы приурочены к разломам северо-западного простирания, проходящим как в среднепротерозойских, так и более древних образованиях (ладожской серии и архейских гнейсо-гранитах). Таким образом частично метагаббро-диабазы маркируют тектонический контакт между среднепротерозойскими (ятулийскими) и нижнепротерозойскими (ладожскими) породами. Метагаббро-диабазы, приуроченные к данному тектоническому контакту, слагают тело длиной около 25 км, которое с перерывами прослеживается от северного берега оз. Малое Янис-Ярви в район с. Ялонваара. На простирании его к северо-западу наблюдается ряд более мелких тел такого же состава.

Центральная часть этого тела сложена метагаббро-диабазом, который в краевых частях переходит в мелкозернистый диабаз, частью милонитизированный.

К северу от оз. Янис-Ярви, в районе озер Виксин-Сельга и Ала-Виекс-Ярви, габбро-диабазы образуют отчетливо вытянутой формы массивы или дайки, обычно секущие структуру вмещающих нижнепротерозойских супракрустальных образований и гранитоидов (Михайлюк, 1958 г.). Характерным для этих тел является довольно выдержанное

северо-западное простираие. Местами в непосредственных контактах наблюдались афаниты и мелкозернистые диабазы.

Габбро-диабазы характеризуются офитовой или габбро-офитовой, реже габбровой и пойкилитовой структурами и состоят в основном из плагиоклаза (преимущественно альбита, реже олигоклаз-андезина) и амфибола. Второстепенное значение имеют кварц, хлорит, биотит, эпидот, апатит, турмалин, сфен, лейкоксен и рудные минералы. Подчиненную роль играют лейкократовые разновидности, иногда развитые в виде жил среди нормальных метагаббро-диабазов. Характерным для них является высокое содержание плагиоклаза и наличие микропегматита и оррита.

### *Северная Карелия*

В Северной Карелии основные породы среднего протерозоя распространены среди осадочно-вулканогенных толщ Северо-Карельской синклинорной зоны, а также в окаймляющих ее интрузивных образованиях архея и нижнего протерозоя (Северо-Карельская антиклинорная зона). Они представлены лейкократовыми метагаббро-диабазами и альбититами.

Преимущественное распространение рассматриваемые породы имеют в районе оз. Пана-Ярви — р. Оланга, где образуют пластовые или пластовосекущие тела длиной от 0,5 до 8,5 км и шириной от 50 до 400 м. В целом ряде мест на северном и южном берегах оз. Пана-Ярви установлены секущие контакты лейкократовых метагаббро-диабазов и альбититов с кварцитами, местами сопровождающиеся образованием узких зон эруптивных брекчий. Иногда на контакте с ними кварциты и сланцы обогащены гематитом. Наряду с отдельными крупными массивами лейкократовых метагаббро-диабазов среди осадочных и эффузивных пород наблюдаются серии субпараллельных мелких жильных тел их.

К северу от оз. Пана-Ярви лейкократовые метагаббро-диабазы образуют небольшие пластовые или секущие тела среди различных пород нижнего протерозоя. Такие тела отмечены к северу от горы Ракку-тунтури и в районе оз. Ялим-Курсу-Ярви, длина более крупного из них достигает 400 м.

Альбититы и лейкократовые метагаббро-диабазы — розовато- или зеленовато-серые средне- или крупнозернистого сложения породы. Часто в них хорошо выражены первичные магматические структуры течения (трахитоидность, линейность, редко полосатость), проявляющиеся в плоскостной или линейной ориентировке таблитчатых кристаллов плагиоклаза, реже в параллельном чередовании разновидностей различной крупности зерна или с различным содержанием цветных минералов. Структура их гипидиоморфная, при увеличении цветных минералов нерезко выраженная офитовая. Кроме плагиоклаза, резко подчиненного амфибола (обыкновенной роговой обманки или актинолита), в различных количествах присутствуют биотит, местами развивающийся по амфиболу, хлорит, замещающий амфибол, минералы группы эпидота, карбонат, рудные минералы (ильменит, магнетит, гематит, сульфиды), лейкоксен, сфен, апатит и циркон.

Плагиоклаз, преимущественно представленный альбитом, обычно очень слабо загрязнен вторичными минералами. Изредка наблюдается несколько более основной плагиоклаз ряда олигоклаза. Иногда в породе в значительном количестве присутствуют карбонаты, содержание кото-

рых достигает 15%. Из рудных минералов преобладающее распространение имеет ильменит, в различной степени замещенный лейкоксеном. Местами наблюдается обогащение пород сульфидами (пирит, редко халькопирит) и сфеном.

В Северо-Западной Карелии, в районе оз. Пя-Озеро и к западу от него относительно широкое распространение имеют дайки основных пород, прорывающих архейские и нижнепротерозойские интрузивные образования. Более крупные из них мощностью до 20 м, сложенные габбро-диабазами и диабазами, характеризуются простиранием, близким к широтному, тогда как более мелкие, сложенные порфиритами, имеют северо-западное простирание. Такие дайки наблюдались среди основных и ультраосновных пород массивов Кивакка и Ципринга, гранитов массива Нуорунен и других более древних интрузивных образований. По вопросу о возрасте этих жильных пород не существует единого мнения. Так, В. Н. Нумерова (1947 г.), а затем Т. В. Билибина и А. Д. Дашкова (1953 г.) связывали эти дайки с основными и ультраосновными породами, слагающими упомянутые выше массивы, рассматривая их как жильную формацию последних. Необходимо также оговорить возможность их и более молодого верхнепротерозойского возраста.

По Т. В. Билибиной и А. Д. Дашковой (1957), дайки основных пород в пределах массива Нуорунен иногда имеют кучное расположение и часто характеризуются большой протяженностью (до 500 м). Морфологически они представлены глубокими логами с крутыми бортами. Дайки обычно имеют прямолинейные и четкие контакты с вмещающими породами и почти вертикальное падение. В некоторых из них наблюдается зональное строение, обусловленное развитием афанитовых и мелкозернистых разновидностей в приконтактных частях интрузивных тел.

Габбро-диабазы и диабазы этого типа представляют собой мелко- или среднезернистые темно-серо-зеленые породы. Они состоят из амфибола, плагиоклаза и подчиненных им хлорита, эпидота, биотита, иногда кварца и рудного минерала. Амфибол — обыкновенная роговая обманка имеет агрегатное развитие и является вторичным, образуя по пироксену, что устанавливается по реликтовым очертаниям зерен последнего. Плагиоклаз сильно замещен минералами группы эпидота.

В порфирированных диабазах и порфиритах структура порфирированная, обусловленная наличием идиоморфных кристаллов плагиоклаза, реже амфибола. В порфиритах основная масса мелкозернистая буровато-зеленого цвета. С трудом в ней различаются мелкие кристаллы амфибола, обычно хлоритизированного, кварца, минералы группы эпидота, иногда биотит и магнетит.

Химическая характеристика основных пород ранней среднепротерозойской группы приведена в табл. 43.

Жилы, связанные с метадиабазами и метагаббро-диабазами. Почти повсеместно метадиабазы и метагаббро-диабазы среднего протерозоя прорезаются жилами различного состава, обычно в непостоянных количествах, содержащих различные рудные минералы. На некоторых участках такие жилы приурочены к вмещающим породам, например, к кварцито-песчаникам. По составу среди рудосодержащих жил намечаются все переходные разности от высокотемпературных альбито-кварцевых до кварцево-кальцитовых. Последние пользуются преобладающим распространением. Также распространены эпидотовые жилы, иногда в различных количествах содержащие кварц, альбит и изредка рудные минералы.

Таблица 43

Оксиды	Метагаббро-диабазы				Метидиабазы			Лейкократовые габбро-диабазы	
	с. Юкко-губа	Восточное Прионежье	р. Другая	Янг-озеро	оз. Санда	оз. Челм-озеро	Восточное Прионежье	оз. Пана-Ярви	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	49,49	53,45	49,30	47,96	47,95	49,88	49,92	50,13	49,16
TiO <sub>2</sub>	2,30	0,87	2,39	4,38	1,18	1,88	2,50	1,51	2,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,93	17,11	11,67	8,90	14,28	13,33	13,60	13,02	12,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,07	2,79	2,32	5,41	2,48	5,60	10,54	1,38	12,69
FeO	7,48	5,47	15,26	15,21	11,50	8,82	5,23	3,38	6,48
MnO	—	0,21	0,20	0,27	0,73	0,15	0,12	0,44	0,24
MgO	6,13	5,45	5,77	3,94	7,88	6,33	4,80	3,73	4,69
CaO	7,38	10,76	7,90	7,90	8,58	6,22	5,74	7,91	4,47
Na <sub>2</sub> O	2,94	3,55	2,08	2,31	2,55	4,04	3,36	6,75	5,61
K <sub>2</sub> O	0,68	0,89	1,46	0,96	1,38	1,28	1,52	0,12	0,76
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,07	0,23	0,23	0,35	0,24	1,05	0,09	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	1,40	—	—	—	—	0,13	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,10	—	0,11	—	0,15	0,09	0,26	—
CO <sub>2</sub>	—	0,13	—	—	—	—	—	10,70	—
FeS <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0,47	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	0,14	—	0,03	0,05	—	—
П.п.п.	2,67	0,36	—	2,20	2,00	2,28	2,08	—	1,40
Сумма	100,07	101,21	99,98	99,92	100,86	100,23	99,60	100,02	100,08

Анализ 1 по В. И. Шмыгалеву (1941 г.); анализ 2 по Г. М. Окновой (1935); анализы 3, 5, по В. М. Тимофееву (1935 г.), анализ 4, 6 по З. Г. Ушаковой (1946 г.), анализ 7 по Г. А. Поротовой (1951); анализ 8 по В. Вилкману (1929); анализ 9 по К. О. Крацу (1953 г.).

Длина жил варьирует в широких пределах: от нескольких метров до сотен метров; мощность редко превышает 1—2 м. Характер оруденения жил гнездовой или гнездово-прожилковый, крайне неравномерный. Рудные минералы в них представлены халькопиритом, борнитом, халькозином, пиритом, пирротином, молибденитом, галенитом. Преобладающую роль играет халькопирит. В альбитсодержащих жилах присутствуют магнетит, гематит и турмалин. Последовательность образования различных жил устанавливается на некоторых участках. Так, например, по данным М. А. Гиляровой, в районе южного побережья оз. Сег-Озеро метадиабазы вкост простирания сланцеватости пререзаются альбито-кварцевыми жилками с магнетитом, которые почти под прямым углом секутся кварцево-кальцитовыми жилами. В наиболее крупных из них мощностью около 20 см кальцит приурочен к осевой части жильных тел. Самыми молодыми являются кварцевые жилки, содержащие в большом количестве эпидот. На ручье Луконой (район с. Койкары) М. А. Гиляровой установлены три системы трещин, характеризующиеся различной минерализацией. К одной из них приурочены альбитовые и альбито-роговообманковые жилы, содержащие магнетит и гематит. Более мощные из них имеют зональное строе-

ние. В зальбандах развиты альбит и роговая обманка, затем идет зона, состоящая из хлорита и роговой обманки. Осевая часть жил сложена кальцитом. Альбитсодержащие жилы секутся эпидотовыми жилами с пиритом и халькопиритом. Последний обычно развит в центральных частях этих жил. Вмещающие метагаббро-диабазы на контакте с эпидотовыми жилами сильно эпидотизированы. Обе отмеченные системы жил разбиты мелкими сбросами вдоль которых образуется роговообманковый асбест, а местами также пирит.

С метагаббро-диабазами и метадиабазами среднего протерозоя связаны рудопроявления меди, среди которых по морфологическим признакам выделяются следующие типы: 1) жилы различного состава в основных породах; 2) вкрапленность меди в основных породах; 3) замещение минералами меди цемента в кварцито-песчаниках; 4) маломощные зоны контактово-метасоматических образований меди в контакте основных пород с черными глинистыми сланцами или доломитами; 5) пластинки самородной меди в трещинах отдельности основных пород.

Господствующей по распространению является группа гидротермальных жильных образований, к которым относятся наиболее известные старые медные рудники в Карелии.

Месторождение Воронов Бор является единственным представителем типа вкрапленных медных руд в кварцито-песчаниках. Здесь оруденелый пласт кварцито-песчаников мощностью 12 м, зажатый в метадиабазе, выклинивается на глубине 140 м по падению.

### ПОЗДНЯЯ ГРУППА ИНТРУЗИИ

Завершающий этап формирования среднего протерозоя характеризуется проявлением интенсивной вулканической деятельности с образованием основных и ультраосновных эффузивных и интрузивных пород. Эти магматические образования, слагающие сложные комплексы, имеют ограниченное распространение. Они известны на двух разобщенных участках в Восточной (возвышенность Ветренный пояс) и Юго-Восточной (район Онежского озера) Карелии.

Эффузивные образования этого этапа магматической деятельности среднего протерозоя включены в состав суйсарской серии и серии ветреного пояса и поэтому характеристика их дана в разделе стратиграфии. Ниже будут рассмотрены только интрузивные породы, которые пространственно и генетически тесно связаны с эффузивными. Они представлены разновидностями основного и ультраосновного состава, характерной особенностью которых является сравнительно слабо выраженный метаморфизм.

### *Северо-Западное Прионежье*

В пределах северного побережья Онежского озера интрузивные и связанные с ними эффузивные породы позднесреднепротерозойского возраста распространены к северу от г. Петрозаводска, где слагают значительную площадь. В литературе они известны под наименованием суйсарского вулканического комплекса.

Изучением пород этого комплекса занимались А. А. Иностранцев (1873), Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1888), В. М. Тимофеев (1909, 1911а, 1911б, 1916, 1917, 1926, 1935а, 1935б), П. Эскола (P. Eskola, 1925),



М. А. Гилярова (1941), В. Мармо (V. Magno, 1949) и многие другие исследователи.

Магматические породы рассматриваемой группы преимущественно представляют собой типичные лавы, залегающие в виде потоков различных размеров. Интрузивные образования пользуются относительно небольшим распространением.

Как эффузивы, так и эквивалентные им глубинные аналоги являются производными одной и той же основной магмы, в результате дифференциации которой образовался ряд пород от основных, сравнительно богатых щелочами, до ультраосновных разновидностей. Поэтому лучше говорить не о возрасте различных пород, а о порядке излияния отдельных порций магмы из одного очага в пределах единого вулканического цикла. С этой точки зрения намечается следующая последовательность образования пород от «более молодых» к «более древним» образованиям.

#### Эффузивные

#### Интрузивные

Пикрит-порфириты, туфы, брекчии, шаровые лавы.

Авгитовые порфириты, иногда с вкрапленниками альбита или псевдоморфозами серпентина по оливину, туфы, брекчии и шаровые лавы.

#### Перидотиты

Альбитовые порфириты, туфы, брекчии, шаровые лавы.

Миндалевидные метадиабазы и их шаровые лавы.

Афанитовые порфириты, и их туфы, туфобрекчии с бомбами и шаровые лавы.

#### Габбро-диабазы

Габбро-диабазы образуют отдельные небольшие массивы в толще эффузивов или нижние части мощных лавовых потоков, сложенных метадиабазами, с которыми они связаны постепенными переходами.

Габбро-диабазы имеют крупнозернистое строение, характеризуются офитовой, пойкилоофитовой и габбровой структурами и состоят из альбита, иногда с гранофировыми прорастаниями кварца, пижонита, авгита, амфибола (баркевикита, уралита), хлорита-пеннина, эпидота, цоизита и кальцита. Количественные соотношения перечисленных минералов сильно варьируют, в связи с чем среди них можно выделить следующие петрографические разновидности:

1) габбро-диабазы с чистым альбитом и неизменным пироксеном:

2) габбро-диабазы с прозрачным альбитом и в различной степени измененным пироксеном. В зависимости от вторичных продуктов изменения пироксена среди них наблюдаются хлоритовые, хлоритово-роговообманковые, роговообманковые разновидности с опацилизированным пироксеном (превращенным в агрегат окислов железа и биотита);

3) габбро-диабазы с неизменным и частично или нацело замещенным агрегатом цоизита и хлорита пироксеном и альбитом.

Одновременно в зависимости от количества полевых шпатов среди габбро-диабазов выделяются лейкократовые и меланократовые. Также развиты пегматоидные разновидности, обогащенные гранофиром, биотитом и апатитом.

Перидотиты данного комплекса известны к востоку от оз. Перт-Озера, в районе озер Гомсельское, Кинтозеро и ряда других мест. Эти породы слагают либо небольшие пластовые и секущие тела, прорывающие сланцы онежской и суйсарской серий и габбро-диабазы, либо

внутренние части пикритовых потоков. Наиболее крупные тела их имеют длину до 3 км при ширине 1,5 км.

Более молодой возраст перидотитов по отношению к габбро-диабазам рассматриваемой группы определяется прорыванием последних перидотитами и наличием ксенолитов габбро-диабазов среди ультраосновных пород. Контактная зона перидотитовых тел сложена пикритами, которые представляют собой темные афанитовые породы, содержащие вкрапленники оливина. Основная масса их представлена или частично раскристаллизованным и замещенным хлоритом стеклом или авгитом, пеннином и микролитами плагиоклаза, замещенного хлоритом. Частично раскристаллизованная основная масса характеризуется витрофировой структурой.

Перидотиты представляют собой массивную крупнозернистую зеленовато-черного цвета породу. Главными породообразующими минералами являются пироксен и псевдоморфозы по оливину, нацело сложенные волокнистым хризотилом, между петлями которого развиты пластинчатый антигорит, волокнистый тремолит и магнетит. Крупные кристаллы пироксена (пижонит-диопсида) в краевых частях замещены тремолитом. Узкие извилистые пространства между кристаллами пироксена и псевдоморфозами оливина выполнены изотропным хлоритом. В небольших количествах развиты апатит, баркевикит, магнетит, лейкоксен, пикотит, биотит и кальцит. Метаморфизованные разновидности перидотита обогащены тальком, тремолитом и антигоритом. На фоне изотропного или почти изотропного антигорита развиваются то беспорядочно расположенные, то закономерно ориентированные в двух направлениях иглы тремолита. Ни в одном случае в них не был обнаружен оливин. В перидотитах иногда наблюдаются прожилки тремолитового асбеста.

Можно предполагать, что рассматриваемые интрузивные и тесно связанные с ними эффузивные образования, различные разновидности которых обычно связаны постепенными переходами, образовались в результате дифференциации единой основной магмы. Наряду с этим наличие часто резких контактов между некоторыми породами свидетельствует, что дифференциация происходила на глубине. Присутствие разновидностей порфириров, различающихся между собой только количеством и составом вкрапленников, указывает на гравитационную дифференциацию и поэтому более легкие и кислые верхние порции изливались первыми, а более тяжелые и основные последними.

Химическая характеристика основных и ультраосновных пород поздней среднепротерозойской группы приводится в табл. 44.

Из приведенных в табл. 44 химических анализов устанавливается, что основные интрузивы и эффузивы по составу аналогичны спилитам, и характеризуются следующим:

1) содержат небольшое, но довольно постоянное, варьирующее в пределах  $\pm 2\%$ , количество кремнекислоты; 2) всегда богаты щелочами, причем содержание натрия обычно в несколько раз превышает содержание калия. Процент последнего в суйсарских спилитах несколько выше по сравнению со средними содержаниями спилитов (анализы 11, 12) и тем самым они несколько приближаются к мюжеритам, которые впервые были описаны английскими геологами. Однако это сходство между ними касается исключительно только химического состава и не находит отражения в минералах; присутствующих в них, поскольку суйсарские породы не содержат ортоклаза, минерала, харак-

Таблица 44

Окислы	Альбитовый порфирит	Метадиабаз	Альбито-роговообманковая порода	Альбито-пироксеновая порода	Соломенная брекчия	Пикрит	Перидотит	Пикрит			Сплиты	
	Виданский погост	с. Гомсельга	с. Кульмуksа	с. Коньозеро	с. Соломенное	с. Гомсельга		о-в Суйсари	с. Кончозеро	о-в Суйсари	Среднее из 7 характерных анализов	Средний анализ
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	52,00	51,80	49,96	51,46	53,41	46,74	38,02	44,80	40,02	44,54	46,01	51,22
TiO <sub>2</sub>	1,80	4,42	3,13	3,38	3,13	1,56	0,72	1,00	0,68	1,12	2,21	3,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,57	13,55	11,39	11,58	11,58	11,47	5,13	7,40	2,46	5,40	15,21	13,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	2,71	4,50	6,63	0,97	2,82	3,30	8,94	3,85	2,08	1,35	2,84
FeO	10,08	6,09	13,61	10,25	9,90	9,32	9,96	14,95	10,76	9,70	8,69	9,20
MnO	0,55	0,32	0,26	0,32	0,18	0,18	0,18	—	0,57	0,26	0,33	0,25
CaO	6,79	5,24	5,24	5,60	7,78	9,78	2,68	6,40	5,88	9,38	8,64	6,86
MgO	3,64	5,79	3,31	2,88	2,59	11,03	27,22	8,29	27,72	19,47	4,18	4,55
Na <sub>2</sub> O	3,57	4,93	4,62	4,68	4,90	1,59	—	1,00	0,52	2,20	4,97	4,93
K <sub>2</sub> O	1,63	1,07	1,33	1,02	0,82	0,98	0,06	1,01	0,43	0,26	0,34	0,75
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,39	0,72	3,09	2,54	3,29	0,39	1,32	0,65	—	—	2,48	1,88
П.п.п.	2,35	2,97	—	—	—	3,88	9,67	5,65	6,82	6,44	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	0,36	0,24	0,06	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0,19	—	1,22	—	—	—	4,98	0,94
S	—	—	—	—	—	0,03	0,04	—	—	—	—	—
NiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,36	—	—	—
Сумма	99,69	99,61	100,44	100,34	99,10	100,01	99,58	100,09	100,07	100,85	99,39	100,40

Анализы 1, 2, 8, 9, 10 по В. М. Тимофееву (1925 г.), анализы 3, 4 по Р. Eskola (1925), анализы 5, 6, 7 по М. А. Гиляровой, анализ 11 по А. К. Wells (1923) и анализ 12 по N. Sunoius (1930).

герного для мюжеритов. Калий, установленный в них, присутствует в биотите; 3) чрезвычайно богаты окисью титана. Максимальное количество его в метадиабазе из с. Гомсельга (анализ 2) значительно превышает среднее, определенное для аналогичных пород из других районов; 4) бедны глиноземом, в силу чего, несмотря на сравнительно высокое содержание кальция, кальциевый полевой шпат в них отсутствует. Кальций, присутствующий в них, входит в состав кальцита; 5) характеризуется высоким содержанием  $\text{FeO}$ , при недостатке  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и сравнительно небольшим —  $\text{MgO}$ .

Как видно из той же табл. 44, химический состав ультраосновных пород суйсарского комплекса довольно сильно варьирует в отношении главнейших окислов — кремнекислоты, окиси магния, кальция и закиси железа, но в целом соответствует группе пикритов и перидотитов (по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу). Пикриты обычно содержат больше кремнекислоты кальция, щелочей и глинозема и меньше магния чем перидотиты, что находится в связи с большим количеством в них полевого шпата, присутствующего в виде микролитов в основной массе и меньшим содержанием в них псевдоморфоз по оливину.

### *Возвышенность Ветреного пояса*

В пределах Ветреного пояса магматические образования рассматриваемой группы представлены комплексом вулканогенных основных и ультраосновных пород: пикритовых метапорфиритов, диабазов и их интрузивных аналогов.

Интрузивные ультраосновные и основные породы известны в районе горы Голец, откуда по юго-западному склону Ветреного пояса прослеживаются в район ручья Гремячего.

В связи со слабой обнаженностью внутренняя тектоника и условия залегания этих интрузий здесь не установлены. Протяженность их, а также контуры намечаются приблизительно только по характеру магнитного поля.

В юго-восточной части структуры Ветреного пояса (Архангельская область) основные и ультраосновные породы образуют как крутопадающие, так и пологозалегающие интрузии дифференцированного строения. В большинстве случаев они имеют линзообразную и реже жильную и неправильную форму. Длина их колеблется в пределах 500—2700 м при ширине 200—500 м. Повсеместно они имеют северо-западное близкое к широтному простирание, которое совпадает с общим направлением синклинорной структуры Ветреного пояса. Такое же строение, вероятно, имеют массивы основных и ультраосновных пород в описываемой северо-западной части данной структуры.

В строении массивов принимают участие серпентинизированные оливиниты, серпентиниты, метаперидотиты, оливиновые и полевошпатовые метапироксениты. В юго-восточной части Ветреного пояса (Архангельская область) в массивах встречаются также метагаббро-диабазы и диабазы, являющиеся конечными членами этого же магматического ряда.

Все эти разновидности, встречаясь в пределах одного массива, генетически тесно связаны и образуют взаимопереходы. Макроскопически они трудно различимы между собой. Едва уловимое различие устанавливается в их окраске, более темной, почти черной у серпентинизированных оливинитов и темно-зеленой у метапироксенитов. Все эти породы

обладают гипидиоморфнозернистой структурой основной массы, на фоне которой выделяются порфиридные (скелетные) кристаллы моноклинного пироксена, содержащие пойкилитовые вростки серпентинизированного оливина (в серпентинизированных оливинитах, метаперидотитах) или сосюритизированного плагиоклаза (в полевошпатовых пироксенитах).

Микроскопически эти разновидности различаются по количественному сочетанию главных породообразующих минералов: серпентинизированного оливина, частью также измененного диопсид-диаллага, замещенного хризотилом. Кроме главных минералов, в серпентинизированных оливинитах (метаперидотитах) присутствуют иддингсит, хлорит-серпентин и магнетит в виде эвгедральных и жильных выделений, реже ильменит, пирит, пирротин, халькопирит.

В полевошпатовых пироксенитах появляется тремолит, замещающий с краев диаллаг, биотит и лейкоксен, а также эпидот и цоизит, развивающиеся по плагиоклазу при полном отсутствии в породе оливина.

Эти, видимо, гипабисального типа интрузии условно относятся к позднему среднепротерозойским магматическим образованиям, аналогичным интрузивному комплексу Южной Карелии, района о-ва Суйсарри — с. Кончезера. Они местами залегают согласно, местами секут нижнепротерозойские вулканогенные основные породы и туфосланцы (оз. Кончезеро), а гальки их эффузивных разновидностей попадают в докембрийские конгломераты р. Сывтуги, предположительно верхнепротерозойского возраста.

## **ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ**

### **Граниты рапакиви**

В пределах Карело-Кольского региона массивы гранитов рапакиви располагаются у южной окраины Балтийского щита (Карельский перешеек Ленинградской области и юго-западная часть Карельской АССР). Они представляют собой интрузии платформенного типа и по А. А. Полканову (1956б) приурочены к поясу большой региональной флексуры, образовавшейся в эпоху хогландия—иотния. В Карелии граниты рапакиви распространены в районе северо-восточного побережья Ладожского озера.

Отдельные участки распространения этих пород с различной степенью детальности изучались О. Трюстедтом (O. Trustedt, 1907), В. М. Тимофеевым (1935в), Ю. С. Желубовским (1936), М. И. Рохлиным и Н. И. Сафроновым (1935 г.), А. И. Даминовой (1945 г.), А. А. Миндлинной и Л. Н. Потрубович (1945 г.), М. В. Заниным (1945 г.), Ц. Г. Златкинд (1945 г.) и другими исследователями.

Некоторые обобщающие данные по геологии их имеются в работах В. М. Тимофеева (1935в), Н. Г. Судовикова (1946), П. Эскола (P. Eskola, 1951) и Т. В. Билибиной (1953 г.). Специально вопросу химизма гранитов рапакиви Восточной Фенноскандии посвящена работа Т. Сахама (Th. G. Sahama, 1945). В целом в пределах Карелии эти породы изучены недостаточно, что объясняется слабой обнаженностью района их распространения.

Граниты рапакиви картируются в виде двух самостоятельных массивов, разобренных полосой, сложенной нижнепротерозойскими образованиями (парандовской серией), которые от оз. Ведло-Озеро в северном направлении прослеживаются до оз. Кивач.

Некоторые исследователи (Т. В. Билибина, Th. G. Sahama и др.) предполагают, что эти массивы имеют самостоятельное развитие.

Наряду с этим существует представление, базирующееся на данных наземной магнитной съемки (Сафронов, Рохлин, Поликарпов, 1935 г.) и гравитационных наблюдений (Безукландов, Юргенс, Катуков, 1953 г.), о наличии единого тела, которое в районе оз. Ведло-Озеро перекрыто останцами зеленокаменных пород, фиксирующихся отдельными максимумами силы тяжести. Более крупный западный массив носит название Питкярантско-Тулумозерского (или Сальминского), а восточный Улялегского. Питкярантско-Тулумозерский массив представляет крупное тело, вытянутое в северо-западном направлении и приуроченное к области контакта между гранитоидами архея и породами протерозоя. Длина его около 100 км при ширине от 20 до 45 км; общая площадь 3000 км<sup>2</sup>. Юго-восточная граница массива на геологической карте показана условно ввиду развития здесь мощного покрова четвертичных отложений. Северный и частично юго-западный контакты его на значительном протяжении проведены по геофизическим данным.

На основании анализа результатов гравитационной и аэромагнитной съемок А. А. Безукландов и Б. З. Юргенс и другие исследователи высказывали предположение о распространении гранитов рапакиви в юго-восточном направлении в район г. Олонца и о наличии там центра интрузии. В таком случае граниты, развитые в районе г. Питкяранта — с. Колатсельга, образуют краевую часть массива.

Второй Улялегский массив резко уступает в размере Питкярантско-Тулумозерскому. Он имеет неправильную форму и слегка вытянут в северо-восточном направлении. Общая площадь его составляет около 400 км<sup>2</sup>. В связи с исключительно слабой обнаженностью района с. Улялеги на геологической карте этот массив оконтурен ориентировочно. Почти все обнажения сконцентрированы в северной его части.

Возраст гранитов рапакиви точно не определен. В пределах Карелии установлено, что они моложе нижнепротерозойских (парандовская, сортавальская и ладожская серии), а также среднепротерозойских образований.

Одновременно имеются некоторые данные, свидетельствующие с более древнем возрасте гранитов рапакиви относительно иотнийских основных пород. Основанием для подобных представлений послужили исследования Ф. А. Головачева (1946 г.), обнаружившего в пироксенлабрадорных порфиридах окрестности с. Салми (по возрасту сопоставляемых им с иотнийскими диабазами островов Валаам, Мантсинан-Сари и Лункулан-Сари) ксенолиты гранитов по составу и структуре близких к рапакиви.

А. А. Полканов (1955в) считает возможным рассматриваемые породы Карело-Кольского региона сопоставлять с древними гранитами рапакиви Швеции, образование которых, по Эккерману, связано с хогландской эпохой интрузивной деятельности. Последующий значительный перерыв документируется отложением иотнийских образований на эродированную поверхность гранитов рапакиви. Более молодые иотнийские граниты рапакиви развиты в Швеции (Eckerman 1937б). К этому возрасту А. А. Полканов условно относит жилы пегматита и аплита, секущие габбро-диабазы Роп-ручья. Иных представлений в отношении генезиса отмеченных жил придерживались С. А. Яковлев (1902), В. Валь (W. Wahl, 1907) и В. М. Тимофеев (1935 г.), которые считали, что они представляют собой последние продукты дифферен-

циации магмы, обусловившей образование иотнийских габбро-диабазов. А. Симонен\* на основании детального изучения красных песчаников Сатакунта в Финляндии высказал предположение о возможно более молодом возрасте гранитов рапакиви по отношению к иотнийским песчаникам, так как последние не содержат ортоклаза, минерала очень характерного для данных гранитов.

Абсолютный возраст гранитов (Выборгский массив), определенный различными методами, составляет: по биотиту K—A методом 1620 млн. лет, Rb—Sr методом  $1610 \pm 4$  млн. лет и по отношению  $Rb^{207}.Pb^{206}$   $1640 \pm 100$  млн. лет (Герлинг, Полканов, 1958).

Граниты рапакиви контактируют с различными по возрасту и составу породами и во всех случаях оказывают контактное воздействие на них. Непосредственные контакты их с вмещающими породами были изучены в ряде мест.

По данным О. Н. Анищенковой (1955), в районе хут. Григорьева в ряде скважин подсечен восточный контакт Питкярантско-Тулумозерского и западный контакт Улялегского массивов. Этими работами было подтверждено высказанное ранее рядом исследователей предположение о распространении Улялегского массива в районе оз. Ведло-Озеро, где он вскрыт под покровом четвертичных отложений мощностью до 40 м. Оба контакта имеют довольно крутое падение. Вмещающие породы, представленные метадиабазами и зелеными сланцами (нижний протерозой?), пререзаются большим количеством жил гранита различной мощности и направления. Контактные изменения в основных породах проявились в амфиболитизации, биотитизации и развитии пироксеновых роговиков.

В районе с. Палалахта был подсечен контакт гранитов рапакиви с карбонатными породами, которые образуют пачку мощностью около 50 м, зажатую между гранитами и метагаббро. Эта пачка падает на юг (под массив) под углами  $35-40^\circ$ . О. Н. Анищенкова рассматривает эти породы как разновозрастные со среднепротерозойской карбонатно-сланцевой толщей района оз. Тулумозеро. Карбонатные породы пререзаются большим количеством жил гранита. Контактные изменения в них проявились в скарнировании с образованием серпентина, талька, тремолита, диопсида и других минералов.

В районе оз. Тулумозеро В. М. Тимофеевым (1935б) был описан ряд контактов рапакиви с метадиабазами. Контактное воздействие в данном случае выражается в развитии в основных породах большого количества роговой обманки баркевитового ряда и пироксена.

Отчетливо устанавливается секущее положение северо-западного контакта Питкярантско-Тулумозерского массива по отношению к ладожской серии. Непосредственные контакты между ними наблюдались рядом исследователей во многих местах. Повсеместно граниты рапакиви оказывают контактное воздействие, а также в виде мелких жиллок по сланцеватости проникают в породы ладожской серии.

С контактным воздействием гранитов рапакиви на карбонатные породы и скарны сортавальской серии связано образование метасоматически-рудных (полиметаллических и магнетитовых) скарнов.

По данным Ц. Г. Златкинд (1945 г.), А. А. Миндлиной и Л. Н. Потрубович (1945 г.), западный контакт Питкярантско-Тулумозерского

\* Доклад на совещании во ВСЕГЕИ (Ленинград, август 1957 г.). Бюллетень научно-технической информации № 3/15 Министерства геологии и охраны недр, 1958).

массива с породами нижнего протерозоя (ладожской и сортавальской серии) имеет крутое или почти вертикальное падение. Аналогичный характер контакта для района г. Питкяранта был установлен О. Трюстедт (1907) и позднее А. И. Даминовой (1945 г.). По данным Сахама (1945), в северо-западной части массива вмещающие породы (различные сланцы) развиты в виде ксенолитов в гранитах. Контактные изменения во вмещающих породах проявляются в кварцевании, ослоденении, появлении турмалина, микроклина, флюорита, шпинели, серпентина, сульфидов (пирит и пирротин), переходе крупнопластинчатого биотита в тонкозернистый агрегат, состоящий из биотита, флюорита и турмалина.

В ряде случаев установлены эндоконтактные изменения самих гранитов, которые проявляются в уменьшении зернистости, более темной окраске их и развитии в непосредственном контакте гранодиоритов и диоритов.

Форма залегания гранитов рапакиви достоверно не установлена. Ряд исследователей (Сахама, А. А. Полканов, Т. В. Билибина и др.) высказывают предположение, что Питкярантско-Тулдозерский массив представляет собой пластинообразное тело, слабо наклоненное к юго-западу. В качестве некоторого обоснования такому предположению Т. В. Билибина (1953 г.) считает распространение аплитов и микрогранитов, соответствующих приповерхностной части интрузии в юго-западной и западной эндоконтактных зонах этого массива, а также жильных образований, генетически связанных с гранитами рапакиви среди вмещающих пород к западу от него. Косвенным соображением в пользу упомянутого представления может являться форма Выборгского массива, расположенного к западу, для которого по наблюдениям над текстурами течения и останцами кровли установлены пластинообразная форма и почти горизонтальное залегание (Великославинский, 1953).

Имеющийся фактический материал дает слабое представление о разновидностях гранитов, слагающих рассматриваемые массивы. Решение этого вопроса является одной из основных задач будущих исследований. По аналогии с Выборгским массивом можно высказать предположение, что они также имеют сложное строение и сформировались в несколько интрузивных фаз. Имеющиеся данные на настоящее время позволяют очень условно выделить две интрузивные фазы. С первой из них возможно связано формирование самого массива, а со второй разнообразных жильных пород, не имеющих широкого распространения Т. Сахама (Th. G. Sahama, 1945) и В. И. Сергеевым (1956 г.) среди гранитов Питкярантско-Тулдозерского массива выделяются овоидные, порфиroidные и равномернозернистые (крупно- и среднезернистые) разновидности. Граниты первого типа, структура которых обусловлена присутствием крупных овоидов калиевого полевого шпата, иногда с прерывистой оторочкой олигоклаза, приурочены к центральной и южной частям массива. Необходимо отметить, что Т. Сахама они сопоставляются с питерлитами Выборгского массива.

Порфиroidные граниты, характеризующиеся присутствием крупных кристаллов калиевого полевого шпата (реже плагиоклаза) в мелкозернистой основной массе, образуют небольшие (от нескольких квадратных метров) неправильные тела, связанные постепенными переходами со вмещающими их овоидными разновидностями. Крупнозернистые граниты, также ассоциирующие с овоидным рапакиви, отличаются от последнего равномернозернистым сложением и характером цветного



минерала, в основном представленного биотитом. Наконец, для среднезернистого рапакиви, слагающего северную часть массива (к северу от дороги Койриноя — Колатсельга) типично присутствие идиоморфных кристаллов темно-серого кварца.

Согласно данным Ю. С. Желубовского (1936 г.), Улялегский массив сложен несодержащими овоидов среднезернистыми гранитами.

В краевых частях интрузивных тел граниты рапакиви обычно сменяются гранодиоритами и кварцевыми диоритами, появление которых, по-видимому, обусловлено процессами контаминации кислой магмы материалом вмещающих метадиабазов, сланцев и гнейсов различного состава.

Граниты рапакиви характеризуются красной окраской. Главными породообразующими минералами в них являются кварц, микроклин, микроклин-пертит, ортоклаз-пертит, плагиоклаз, биотит и амфибол. Количественные соотношения калиевого полевого шпата и плагиоклаза варьируют в значительных пределах. В среднезернистых гранитах преобладающее значение имеет плагиоклаз, тогда как в порфиоровидных и овоидных основная роль принадлежит калиевому полевому шпату.

Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином, олигоклазом и альбитом, которые присутствуют в непостоянных количествах. Альбит является преобладающим минералом в среднезернистых гранитах.

Из калиевого полевого шпата преимущественное значение имеют микроклин и микроклин-пертит. Значительно реже встречается ортоклаз, по данным П. Эскола (1951), появляющийся также в зоне экзоконтакта во вмещающих гранито-гнейсах.

Кварц представлен двумя генерациями. Одна из них характеризуется идиоформным развитием и темной окраской. Цветные минералы представлены биотитом, преобладающим в среднезернистом рапакиви и амфиболом, играющим основную роль в овоидной разновидности. Вторичные минералы серицит, мусковит, эпидот и хлорит пользуются небольшим распространением.

Характерной чертой гранитов рапакиви является присутствие в них сравнительно большого количества аксессуарных минералов. По данным Т. В. Билибиной, преобладающими минералами тяжелой фракции являются флюорит и циркон. Постоянно, но в значительно меньших количествах присутствуют апатит, монацит, реже, сфен. В качестве редких примесей развиты ортит, анатаз, гранат, галенит, арсенопирит и сфалерит, в единичных случаях, ничтожные количества колумбита, касситерита и турмалина. Характерно постоянное присутствие ильменита и сульфидов, представленных пиритом, реже молибденитом, халькопиритом и пирротинном. Молибденит иногда образует относительно крупные розетки (до 3,5 мм в диаметре).

В гранитах рапакиви присутствуют миаролитовые пустоты, выполненные кристаллами горного хрусталя, топаза и полевого шпата. В зоне эндоконтакта на отдельных участках наблюдались относительно мелкозернистые разновидности, для которых характерно широкое развитие альбита и более позднего кварца, разъедающего биотит с образованием симплектитовых структур.

С гранитами рапакиви связаны жильные образования, представленные аплитами, аплит-пегматитами и пегматитами различного состава и структуры. Согласно Т. В. Билибиной, аплиты образуют пластовые тела и линзы неправильной формы, распространенные в краевых частях Питкярантско-Туломозерского массива (участок месторож-

дений Хопун-вара и Люпикко, северо-западная приконтактовая часть массива), реже четкие дайки, залегающие как в материнских гранитах, так и во вмещающих породах ладожской серии на расстоянии до 5 км от контакта. Мощность даек не превышает 30—50 см. Простираение их меридиональное или близкое к широтному, падение крутое или вертикальное. Аплиты этого комплекса характеризуются мелко- или среднезернистой структурой и бело-розовой окраской. Иногда на фоне мелкозернистой кварцево-полевошпатовой массы выделяются крупные округлые зерна черного кварца, реже полевого шпата. Структура аплитов гипидиоморфнозернистая или аллотриморфнозернистая. Минералогический состав их соответствует составу лейкократовых гранитов рапакиви, от которых отличаются значительно меньшим развитием олигоклаз-андезина. Последний замещается бесцветной гидрослюдой, хлоритом и гидроокислами железа. В аплитах широко развит процесс альбитизации. Акцессорные минералы их представлены флюоритом, монацитом, аплитом, цирконом и иногда топазом.

Порфиroidные микрограниты распространены совместно с аплитами обычно в виде неправильной формы тел. Размеры их достигают нескольких сотен квадратных метров. Контакты их с вмещающими гранитами обычно четкие и только местами наблюдаются постепенные переходы. Нередко они образуют небольшие тела размером до 1 м<sup>2</sup> с извилистыми очертаниями.

Порфиroidные микрограниты макроскопически близки аплитам, отличаясь от них обилием порфиroidных вкрапленников розового и белого полевого шпата размером до 1,5×1 см и наличием округлых зерен черного кварца до 0,3—0,4 см в диаметре.

Основная масса их мелкозернистая с аплитовидной структурой состоит из кварца, полевого шпата и незначительного количества биотита. Порфиroidные кристаллы обычно представлены кварцем, реже зональным плагиоклазом и микроклин-пертитом. Цветной минерал — биотит, акцессорные — флюорит, ортит, апатит и монацит.

Пегматиты образуют небольшие линзовидной формы обособления среди гранитов и контактирующих с ними пород ладожской серии (район с. Уксу). Местами они образуют единичные крупные линзовидные тела и реже четко ограниченные жилы мощностью не свыше 0,5—1,4 м, иногда зональные. Единичные жилы пегматитов встречаются на участке Рускеала вне пространственной связи с гранитами рапакиви, и поэтому лишь условно рассматриваются, как связанные с этими гранитами.

Т. В. Билибина по составу и структуре среди пегматитов выделяет следующие разновидности: грубозернистые и тесно связанные с ними графические пегматиты, аплит-пегматиты, топазо-клевеландитовые аплит-пегматиты и мелкозернистые пегматиты.

Грубозернистые и графические пегматиты слагают крупные линзовидные тела и реже встречаются в виде жил. Они сложены белым и розовым полевым шпатам, в основном представленным микроклином и кварцем. В небольшом количестве в нем развиты флогопитоподобная слюда и мусковит. Акцессорные минералы — турмалин, монацит и флюорит.

Аплито-пегматиты наблюдаются в виде неправильной оторочки в краевых частях крупных линзовидных тел грубозернистых пегматитов. По составу и структуре они аналогичны микроклиновым аплитам,

отличаясь от них присутствием флогопитовой слюды. Акцессорные минералы представлены единичными зернами топаза.

Топазо-клевеландитовые аплиты-пегматиты и мелкозернистые пегматиты развиты в краевых частях маломощных пегматитовых жил в виде прерывистых оторочек, линзовидных участков и тонких параллельных контакту прожилков. Частично они проявляются в виде мелких пегматоидных линз среди гранитов рапакиви.

Макроскопически они представляют белую или светло-серую среднезернистую породу, в основном состоящую из белого полевого шпата (альбита, микроклина), кварца, флогопитоподобной слюды и мусковита. Среди акцессорных минералов резко преобладает топаз, в меньших количествах присутствуют флюорит, монацит и турмалин. В осевой части зональных пегматитовых жил развит крупнозернистый жильный кварц, среди которого сохранились участки альбитового пегматита и крупные кристаллы микроклина.

С рапакиви генетически связаны контактово-гидротермально-метасоматические и гидротермальные месторождения и рудопроявления. Рудные минералы в них представлены магнетитом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пиритом, марказитом, пирротинном и арсенипиритом.

Геохимическая характеристика гранитов рапакиви приведена в таблицах 45 (химические анализы) и 46 (спектральные анализы).

Как видно из приведенных данных, для гранитов рапакиви характерны высокие содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и высокие отношения последнего к Na, а также Fe и Mg. Последнее объясняется повышенной железистостью цветных минералов. Из второстепенных компонентов основное значение имеет фтор, количество которого, по данным Т. Сахама, в специально изготовленной смеси достигает 0,36%. Большое количество фтора хорошо согласуется с значительным содержанием флюорита, который является основным акцессорным минералом. Для гранитов рапакиви также характерно присутствие циркония. Кроме того, по сравнению с другими гранитами докембрия Финляндии (по данным Т. Сахама) они характеризуются несколько повышенными содержаниями гафния, бария, рубидия и свинца, что находится в соответствии с большим количеством калия в них.

### ***Комплекс диабазов и габбро-диабазов***

Главной областью распространения основных пород верхнего протерозоя является Южная Карелия и примыкающая к ней северная часть Ленинградской области. Здесь эти породы образуют вертикальные или пологопадающие тела, прорывающие граниты архея (Восточное Заонежье), кристаллические сланцы ладожской серии и мигматизирующие их постладожские граниты (Северное Приладожье), а также крупные пластовые интрузии среди слабо дислоцированных кварцито-песчаников иотнийской серии (Западное Прионежье). Многочисленные дайки габбро-диабазов по структуре и составу близкие к верхнепротерозойским габбро-диабазам Южной Карелии, известны в центральной и северной частях республики, однако, ввиду отсутствия здесь верхнепротерозойских седиментогенных пород, включение их в состав рассматриваемой группы является условным.

Таблица 45

Окислы	Порфири- видный биотитовый гранит	Крупнозерни- стый амфиоло- вый гранит	Мелкозерни- стый биотито- вый гранит	Среднезер- нистый гра- нит	Жильный гранит	Аплит	Порфири- видный гра- нит (валун)	Равномерно- зернистый гранит	Овоид- ный ра- пакиви	Равномерно- зернистый рапакиви
	с. Ууксу	с. Суску-ярви	с. Хопун-вара	оз. Мусто- лампи	с. Лю- пикко	м-ние Винберг	—	ст. Кой- риноя	с. Пенсо- мая	г. Иховаара
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	73,81	73,70	74,40	77,60	72,14	77,20	75,12	76,01	70,08	74,76
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,14	0,11	0,23	0,51	—	0,23	0,16	0,28	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,04	13,04	13,07	11,58	13,82	12,90	12,80	12,12	15,72	12,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	1,15	1,31	0,67	1,33	0,44	0,32	0,10	0,15	0,40
FeO	1,70	1,54	1,03	1,32	2,12	0,66	1,15	1,26	1,44	1,51
MnO	0,03	0,03	0,02	0,05	0,15	0,15	0,02	0,03	0,03	0,01
MgO	1,00	1,03	0,77	0,25	0,39	0,26	0,16	0,13	0,20	0,14
CaO	0,18	0,22	0,33	0,36	1,62	0,52	0,89	0,74	1,21	0,10
Na <sub>2</sub> O	2,60	2,82	2,92	2,49	3,06	3,96	3,04	3,34	3,37	2,56
K <sub>2</sub> O	5,35	5,73	5,04	4,75	4,56	3,48	5,28	5,00	6,71	6,14
П.п.п.	0,63	0,50	0,78	0,57	0,41	0,32	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,10	0,13	0,06	0,11	—	—	0,61	0,33	0,50	0,69
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	0,10	0,07	0,08	0,10
F	0,10	0,20	0,10	—	—	—	0,20	0,25	0,18	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	следы	0,01	0,38	0,09	0,10	0,19	0,10
Сумма	99,69	100,23	99,94	99,98	100,22	100,27	100,01	99,64	100,14	99,78

Анализы 1, 2, 3 по Т. В. Билибиной (1953 г.); 4, 5, 6 по А. М. Долиновой, (1945); 7, 8, 9, 10—по Th. G. Sahama (1945).

Таблица 46

Окислы	Порфириовидный гранит (валун)	Равномернозернистый гранит	Овоидный рапакиви	Равномернозернистый рапакиви
BaO	0,081	0,038	0,14	0,054
SrO	0,005	< 0,003	0,008	0,004
Rb <sub>2</sub> O	0,10	0,09	0,12	0,11
Li <sub>2</sub> O	0,0047	0,0052	0,0062	0,0052
ZrO <sub>2</sub>	0,1	0,1	0,1	0,1
NiO и CoO	—	—	—	—
BeO	0,0003	0,0003	—	—
Ga <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01
PbO	0,001	0,001	0,003	0,001
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,001	0,001	0,001	0,003
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,004	0,001	0,006	0,004
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0003	0,0001	0,03	0,0003
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,0046
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,01	0,03	0,0100
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,006	0,006	0,006	0,0041
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,003	0,003	0,003	0,0052
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,0015
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,0015
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,0024
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,0009
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,0007
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,0007
Сумма В. Е.	—	—	—	0,0316
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,001	0,003	0,001	0,003

Анализы по Th. G. Sahara (1945).

### Южная Карелия

Основные изверженные породы, отнесенные к верхнему протерозою, в Южной Карелии известны в трех разобщенных районах, приуроченных к полосе широтного простирания, протягивающейся от северной части Ладожского озера на западе до восточного берега Онежского озера на востоке. В северной части Ладожского озера эти породы слагают цепь островов, которая в виде широкой выпуклой к северо-западу дуги протягивается примерно от г. Приозерска (Ленинградская область) через Валаамский архипелаг до о-вов Мантсин-Сари и Лункулан-Сари и далее до северо-восточного побережья Ладожского озера (у с. Салми в долине р. Тулома). К верхнепротерозойским образованиям также отнесены дайки основных пород, развитых на северо-западном побережье и островах Ладожского озера.

В Юго-Восточной Карелии верхнепротерозойские основные породы распространены на западном побережье Онежского озера, прослеживаясь на 100 км от с. Педасельга на севере до р. Свирь на юге.

На восточном побережье Онежского озера многочисленные интрузивные тела габбро-диабазов наблюдаются в полосе длиной около 60 км (от р. Водла на юге до с. Пудож-Гора на севере). К этому же возрасту К. О. Кратц предположительно относит Пудожгорскую интрузию габбро-диабазов.

Основным породам Валаамских островов посвящены работы Н. Я. Озерецковского (1792), С. Куторга (1950), А. А. Иностранцева (1868), К. Хрущова (Chrushohff, 1891), П. И. Лебедева (1913). Так

называемый сортавалит (витрофировый диабаз) окрестностей г. Сортавала детально описан Н. Норденшельдом (N. Nordenskiöld, 1892) и Ф. Ю. Левинсон-Лессингом. Характеристика иотнийских основных пород Северного Приладожья содержится в работах И. Седерхольма (J. J. Sederholm, 1927), Б. Фростеруса (B. Frosterus, 1902) и В. Хакмана (V. Hackman, 1933). Габбро-диабазы Западного Прионежья изучались А. А. Иностранцевым (1877), Г. Гельмерсена (G. R. Helmersen, 1882), М. Н. Миклухо-Маклаем (1887), С. А. Яковлевым (1903, 1903а, 1905), В. Валом (W. Wahl, 1908), П. А. Борисовым (1910) и В. М. Тимофеевым (1935в).

Вопросу палингенеза гранитов, вмещающих основные породы, посвящены работы Д. С. Белянкина (1925) и Т. М. Окновой (1935).

Наиболее интересными из перечисленных работ являются работы А. А. Иностранцева, П. И. Лебедева, С. А. Яковлева, В. М. Тимофеева, В. Хакмана, В. Валя, касающиеся вопроса генезиса этих пород. Изучение геологии и петрологии всего комплекса иотнийских основных пород Южной Карелии производилось К. О. Кратцем.

Известные в Южной Карелии интрузии верхнепротерозойских основных пород залегают среди различных по возрасту и тектоническому строению образований, что, по-видимому, и нашло отражение в морфологии и внутреннем строении этих интрузий.

Среди кристаллических образований нижнего структурного яруса интрузии основных пород встречаются на северо-западном берегу Ладожского озера и восточном побережье Онежского озера. В районе Ладожского озера они представлены вертикальными дайковыми интрузиями северо-западного простирания мощностью от 1,5 до 25 м, прорывающими сложноскладчатые сланцы, гнейсы ладожской серии и мигматизирующие их граниты. На восточном берегу Онежского озера эти основные породы слагают крутопадающие дайковые интрузии мощностью от 1 до 350 м преимущественно северо-восточного простирания, а также пластообразные интрузии северо-западного (до меридионального) простирания с пологим (15—30°) падением на юго-запад. Здесь они интрузируют архейские альбитовые и плагио-микроклиновые граниты и их мигматиты. Протяженность дайковых и пластообразных интрузивных тел колеблется от нескольких десятков метров до нескольких километров.

В толще почти горизонтально залегающих слабо нарушенных кварцито-песчаников и кварцитов верхнего протерозоя (верхний структурный ярус) западного побережья Онежского озера рассматриваемые породы образуют пологую пластовую интрузию мощностью не менее 60—90 м, прослеживающуюся вдоль побережья озера на протяжении более 100 км от р. Свирь на юге почти до г. Петрозаводска на севере. Ширина интрузии не менее 40 км. Аналогичная крупная почти горизонтальная интрузия основных пород устанавливается и на островах северной части Ладожского озера, где она прослеживается по Валаамско-Салминской островной гряде на протяжении около 70 км, почти через все Ладожское озеро (от ст. Салми на северо-восточном берегу до г. Приозерска на западном берегу). Ширина этой интрузии 30 км, а площадь не менее 2000 км<sup>2</sup>. Породы, вмещающие данную интрузию, с достоверностью не установлены. Имеются некоторые косвенные данные, позволяющие предполагать о развитии на островах Ладожского озера иотнийских кварцито-песчаников, уничтоженных впоследствии эрозией (Кратц, 1950 г.). Если это предположение является правиль-

ным, то габбро-диабазы образуют здесь пологозалегающую пластовую интрузию, приуроченную в толще кварцито-песчаников иотния или же к контакту их с породами кристаллического основания, обнажающихся на северном побережье и островах Ладожского озера. Мощность этой интрузии предположительно достигает 150—200 м.

К магматическим образованиям верхнего протерозоя отнесены также основные вулканы, слагающие горизонтально залегающий покров в долине р. Тулема у с. Салми. Эти породы рассматриваются как эффузивные аналоги интрузии Валаамско-Салминской островной гряды (V. Hackman, 1933; Кратц, 1950 г.).

Магматическая деятельность верхнего протерозоя, по-видимому, была связана с постумными тектоническими движениями складчатости, создавшими глубокие расколы в кристаллическом основании, к которым и приурочены дайковые тела. Эти же расколы являлись подводными каналами для пластовых интрузий, располагающихся в пологозалегающем чехле иотнийских кварцито-песчаников (верхний структурный ярус) и частью для эффузивных покровов. Крупные пластовые интрузивные тела разбиты небольшой амплитуды вертикальными сбросами северо-западного и северо-восточного простирания, разобщившими их на отдельные части, которые местами выступают в виде небольших массивов.

Строение крутозалегающих дайковых интрузий в громадном большинстве случаев является довольно однородным. Более мощные дайки сложные средне-, частью крупнозернистыми кварцевыми габбро-диабазами, в узкой приконтактной зоне сменяющимися плотными афанитовыми или порфириновыми диабазами. Маломощные дайки состоят обычно из мелкозернистых, в отдельных случаях из стекловатых витрофировых диабазов (сортавалитов). Редкий случай первичнорасслоенной вертикальной дайки наблюдался на о-ве Кладовец у восточного берега Онежского озера. Здесь на контакте с вмещающими гранитами в дайке выделяется зона мощностью 1,2 м, сложенная крупнозернистыми меланократовыми бронзитовыми габбро-норитами, которые в направлении от контакта постепенно переходят в гиперстеновые габбро-диабазы, слагающие зону мощностью 1,5—2 м. Последние в том же направлении сменяются кварцевыми габбро-диабазами.

Пологозалегающие интрузивные тела в большинстве случаев имеют дифференцированное строение, более отчетливо проявляющееся в мощных интрузиях. Последние во всех известных случаях характеризуются аналогичным внутренним строением, а также сходными количественными соотношениями главных типов пород. На контакте с вмещающими породами развиты мелкозернистые порфириновые или афанитовые диабазы. Нижняя большая часть интрузий сложена нормальными среднезернистыми кварцевыми габбро-диабазами, которые в направлении к висячему боку интрузий переходят в кварцевые диабазы и кварцевые сиенито-диориты. Упомянутые породы секутся многочисленными аплитогранофировыми жилками, представляющими собой наиболее кислые дифференциаты рассмотренного комплекса.

Среди основных пород, составляющих господствующую часть верхнепротерозойского диабазового комплекса Южной Карелии встречаются все разновидности от нераскристаллизованных витрофировых диабазов до средне- и крупнозернистых кварцевых габбро-диабазов.

Витрофировые диабазы, впервые описанные Н. Норденшельдом (N. Nordenskiöld, 1820) из маломощной жилы г. Сортавала как мине-

рал под названием «сортвалит», представляют собой черное матовое, реже блестящее диабазовое стекло. Под микроскопом в блестящей разновидности наблюдается бурое изотропное вещество в виде округлых или неправильных участков, сохранившееся среди светло-буровато-зеленой массы матовой разновидности с характерной глобосферитовой структурой. Матовый витрофир в направлении от контакта переходит в афанитовый диабаз с пилотакситовой структурой.

Порфириновые диабазы, образующие самостоятельные мелкие дайки или маломощные зоны закалки в более крупных интрузиях представляют собой плотные темно-серые породы с порфировой структурой, в которых вкрапленники лабрадора (50—65% An), диопсид-авгита, редко оливина и титаномагнетита включены в микродолеритовую или интерсертальную, иногда стекловатую основную массу. В полнокристаллических разновидностях основная масса состоит из андезин-лабрадора и андезин-лабрадора, моноклинного пироксена, титаномагнетита, зеленой роговой обманки, кварца, биотита, эпидота и хлорита. В афанитовых диабазах, слагающих приконтактные части пластовых интрузий, встречаются миндалины, выполненные кварцем, эпидотом, хлоритом и кальцитом. Близкие к ним основные эффузивные породы представлены темными буровато-серыми или зеленовато-серыми порфириновыми диабазами, большей частью с миндалекаменной текстурой. Крупные вкрапленники лабрадора (65% An) включены в интерсертальную основную массу, состоящую из микролитов андезин-лабрадора, мелких зерен моноклинного пироксена, титаномагнетита, апатита, хлорита и буроватого нераскristализованного стекла. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом и халцедоном.

Кварцевый габбро-диабаз, являющийся главной разновидностью пород в данном комплексе, типично представлен в пластовой интрузии Западного Прионежья. Это темно-серая среднезернистая порода, характеризующаяся обычно габброфитовой структурой и зональным строением породообразующих минералов. Среди последних главными являются зональный плагиоклаз (от лабрадора до андезина), диопсид-авгит, пижонит, титаномагнетит. В интерстициях в микропегматитовом сростании всегда присутствуют кварц и зональный калиевый полевой шпат с ортоклазом в ядре, окруженном оболочкой псевдомоноклинного анортоклаза. Спорадически встречаются гиперстен в пертитовом сростании с авгитом, псевдоморфозы иддингсита по оливину, замещающая пироксен темно-зеленая роговая обманка с каймой голубовато-зеленого амфибола, темно-коричневый биотит, развивающийся вокруг зерен титаномагнетита, пирит и, повсеместно, апатит. От пород, описанных выше, сходные с ними габбро-диабазы островной гряды Ладожского озера отличаются обрастанием идиоморфных зональных кристаллов плагиоклаза зональной оболочкой ортоклаз-анортоклаза, переходящей в гранофировый мезостазис, наличием железистого оливина, почти повсеместно замещенного серпентино-иддингситовым агрегатом, и микролитовых пустот, заполненных идиоморфными кристаллами ортоклаз-анортоклаза и дымчатого кварца.

Габбро-диабазы Восточного Прионежья, как правило, содержат своеобразные пертиты гиперстена с вростками авгита вместо сложных пижонитового характера пироксенов, характерных для аналогичных пород других районов. В мезостатическом гранофире этих габбро-диабазов присутствуют микроклин и альбит вместо зональных образований ортоклаза с анортоклазом. В многочисленных пологозалегающих пла-



стообразных интрузиях данного района наблюдается разновидность рудного габбро-диабазы, характеризующаяся повышенным содержанием титаномагнетита. К верхнему протерозою К. О. Кратц (1950 г.) относит также Пудожгорскую габбро-диабазовую интрузию, содержащую промышленные титаномагнетитовые руды. В настоящем томе эта интрузия рассматривается в группе ранних интрузий среднего протерозоя.

На восточном берегу Онежского озера распространена наиболее основная разновидность описываемых пород, представленная меланократовым бронзитовым габбро. Это массивная, среднезернистая темно-серая с темно-бронзовым отливом порода, характеризующаяся призматически-зернистой структурой. Рассматриваемое габбро состоит из бронзита, окруженного тонкой оболочкой гиперстена, резко подчиненных ему основного плагиоклаза с содержанием анортитовой молекулы в 68—70%, моноклинного пироксена, небольшого количества титаномагнетита, апатита, кварца и постериорных роговой обманки, талька, биотита и серицита.

Кроме минералогических особенностей отмеченных выше, габбро-диабазы Восточного Прионежья (нижний структурный пояс) отличаются от габбро-диабазов Западного Прионежья и Ладжского озера (верхний структурный ярус) интенсивным гидротермальным метаморфизмом, проявившимся вдоль контактов и вертикальных первичных трещин в дайковых телах и верхних горизонтах пологонаклонных интрузий. Структура метаморфизованных габбро-диабазов бластоофитовая и кристаллобластическая. Плагиоклаз, пироксен и титаномагнетит, сохранившиеся в виде реликтов, замещены постериорными: эпидотом, цоизитом, уралитовой роговой обманкой, лейкоксеном, хлоритом и кальцитом.

Грубозернистые кварцевые диабазы и кварцевые сиенито-диориты слагают верхние части пологозалегающих интрузивных тел, реже жилы, а также образуют неправильные или округлые шилы в габбро-диабазе. Эти крупно- и гигантозернистые породы тесно связаны между собой как условиями залегания, так и постепенными переходами минералогического и химического состава. Окраска их меняется от темно-буровато-серой (кварцевые диабазы) до серовато-бурой и красно-бурой (сиенит-диориты).

Структура данных пород характеризуется идиоморфным развитием кристаллов плагиоклаза, моноклинного пироксена и роговой обманки, включенных в микропегматитовую (гранофировую) основную массу, состоящую из калиевого полевого шпата и кварца. Для них характерно пегматитовое срастание плагиоклаза с пироксеном, зональное строение кристаллов полевых шпатов и железисто-магнезиальных минералов, обуславливающих непостоянный минералогический состав этих пород, а также наличие миаролитовых пустот. В последних наблюдаются идиоморфные кристаллы полевого шпата и кварца, включенные в мелкошугчатую массу хлорита.

Главными породообразующими минералами грубозернистых кварцевых диабазов являются андезин (зональный с 40—46% An), железистый моноклинный пироксен, темно-зеленый амфибол с тонкой оболочкой светлой голубовато-зеленой роговой обманки, титаномагнетит, ортоклаз с оболочкой анортоклаза, кварц, частью биотит. В небольшом количестве в породе присутствуют апатит, эпидот, кальцит и хлорит. Кварцевые сиенит-диориты отличаются от кварцевых диабазов более кислым плагиоклазом, имеющим отчетливое зональное строение

(25—40% An), нередко отсутствием пироксена и широким развитием темно-бурой (керсутитового типа) роговой обманки, калиевого полевого шпата (ортоклаза с анортоклазом), кварца (в виде микропегматита и самостоятельных кристаллов), биотита и хлорита. Для аналогичных пород Восточного Прионежья характерно наличие микроклина (микроклин-пертита) и альбита вместо ортоклаза и анортоклаза.

Несколько отличными являются встречающиеся среди габбро-диабазов грубозернистые жильные меланократовые альбито-роговообманковые породы и связанные с ними грубозернистые лейкократовые разновидности, приуроченные к осевым частям жильных тел. Меланократовая порода, имеющая призматически-зернистую структуру, состоит из крупных (до 2—4 см) призм темной красно-бурой роговой обманки с включениями титаномагнетита, замещенного сфеном, альбита (3—9% An) с зернами эпидота и хлорита, развивающегося по амфиболу и в мелкосферолитовых агрегатах в миаролитовых пустотах. Грубозернистая лейкократовая порода от светло-розового до красновато-желтого цвета состоит из крупных (длиной до 1—2 см) идиоморфных кристаллов альбита (1—2% An) и бурого ортоклаза, иногда с тонкой каймой чистого анортоклаза, содержащих микросростки кварца. В миаролитовых пустотах развиты идиоморфные кристаллы прозрачно-дымчатого кварца вместе с хлоритом и немного зеленой роговой обманки, апатита и эпидота.

Аплито-гранофировые породы играют количественно подчиненную роль в составе рассматриваемого комплекса и встречаются большей частью в виде тонких жил среди габбро-диабазов и сиенито-диоритов, реже образуют в них трубообразные тела, исключительно редко, неправильные гнезда среди сильно обогащенных гранофиром сиенито-диоритов, с которыми они имеют постепенные переходы. Это тонкозернистые, фельзитовидные породы серовато-желтого до кирпично-красного цвета, имеющие характерную микропегматитовую структуру с участками микрогранитной и аплитовой. Минеральный состав их определяется существенным содержанием бурого ортоклаза, анортоклаза и кварца. Спорадически в них присутствуют альбит и апатит. В узкой зоне на контакте с габбро-диабазами в небольшом количестве развиты основной плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, рудный минерал, биотит, хлорит и кальцит. В аплитовых жилах Восточного Прионежья полевые шпаты представлены микроклином, микроклин-пертитом и альбитом.

Химическая характеристика пород иотнийского диабазового комплекса приведена в табл. 47.

Магма, обусловившая образование данного комплекса, не претерпела коренной дифференциации, вследствие чего самые поздние магматические образования — каликатровые полевые шпаты и кварц (гранофир), присутствуют во всех членах его, возрастая в количестве от наиболее основных до конечных чистых аплито-гранофировых пород, что объясняется, в целом, неглубокими, гипабиссальными условиями их формирования. Отмеченные выше различия в минералогическом составе пород Западного Прионежья, северо-ладожских островов и Восточного Прионежья, вероятно, объясняются несколько различными термо-динамическими условиями кристаллизаций этих интрузий, обусловленными их формированием в разных структурных ярусах. Состав исходной магмы отличался пересыщенностью кремнеземом и высоким коэффициентом  $FeO:MgO$  и  $K_2O:Na_2O$ , что предопределило возникновение характерного магматического ряда от пород типа квар-

Таблица 47

Окислы	Витрофи- ровый диабаз	Кварцевый габбро-диа- баз	Щелочной кварцевый диабаз	Богатая гранофиром порода	Кварцевый сиенито- диорит	Жильный аплит
	г. Сортавала	Зап. При- онежье	о-в Валаам	р. Свирь	о-в Валаам	Зап. При- онежье
SiO <sub>2</sub>	52,77	48,96	50,82	55,54	58,26	74,93
TiO <sub>2</sub>	1,24	2,15	2,09	1,79	1,48	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,55	13,56	16,23	11,98	14,87	11,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,50	3,95	6,11	5,48	3,13	1,34
FeO	7,46	13,58	5,81	9,33	7,15	1,32
MnO	0,23	0,23	—	0,29	0,11	0,09
CaO	6,87	8,28	7,12	4,99	2,50	1,24
MgO	3,04	5,28	2,99	1,39	2,17	0,54
BaO	—	—	—	0,08	—	0,28
K <sub>2</sub> O	2,15	0,88	3,16	2,73	2,92	6,72
Na <sub>2</sub> O	3,24	1,48	3,54	3,78	4,43	1,18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	} 2,89	0,17	1,10	0,83	2,20	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		1,30	1,72	1,17	0,86	0,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,73	—	0,15
NiO	—	—	—	0,04	—	—
Fe <sub>2</sub> S	—	—	—	0,12	—	—
Сумма	99,94	99,82	100,69	100,19	100,08	100,19

Анализы 1, 2, 5 по К. О. Кратцу (1950 г.); анализ 3 по П. И. Лебедеву (1913); анализы 4, 6 по В. Ваалю (1908).

цево-ортоклазового габбро через кварцевые сиениты к конечным членам типа калиевого гранита.

Согласно классификации А. А. Полканова, рассматриваемые породы представляют типичный магматический комплекс области платформы. По своему химизму и петрологическим особенностям иотнийский диабазовый комплекс Южной Карелии очень сходен с сибирской трапповой формацией. Площадь распространения пород этого комплекса сохранившихся от эрозии на обширной территории Южной Карелии, Южной Финляндии и Швеции, была, вероятно, некогда весьма значительной.

В Восточном Прионежье и на северо-западном берегу Ладожского озера иотнийские основные интрузии почти повсеместно обусловили явления переплавления вмещающих пород. Под термальным контактовым воздействием основной магмы в гнейсах и гранитах происходило дифференциальное выплавление кварцево-полевошпатовой эвтектики. Ширина зон возрожденного гранитного материала во вмещающих породах в контакте с диабазовыми интрузиями достигает нескольких метров. Вдали от контакта с основной интрузией в граните (или гнейсе) в местах соприкосновения зерен кварца с кристаллами полевых шпатов появляется тонкая пленка новообразованного кварцево-полевошпатового микропегматита. По мере приближения к основным породам этот гранофир постепенно увеличивается в количестве и в самом контакте сохраняет лишь реликты зерен минералов породы-хозяина. Этот возрожденный гранитный материал иногда проявляется в виде мало-мощных жил, секущих интрузивные тела габбро-диабазов. Возникшие

таким путем аплитово-гранофировые породы петрографически неотличимы от вышеописанных аплитово-гранофировых пород, образовавшихся в результате дифференциации диабазовой магмы. Состав их в значительной мере предопределяется составом палингенизированных вмещающих пород, например, кварцево-плагиоклазово-микроклиновый гранофир в контакте с плагио-микроклиновым гранитом, кварцево-альбитовый аплит в контакте с альбитовым гранитом и т. п. Подобные процессы переплавления и возможной ассимиляции вмещающих пород могли иметь существенное значение для состава исходной магмы иотнийского диабазового комплекса и образовавшихся из нее кислых дифференциатов (Кратц, 1950 г.).

### *Северная и Центральная Карелия*

Жильный комплекс габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов, в данном томе условно отнесенный к магматическим образованиям верхнего протерозоя, широко развит в Северной и Северо-Западной Карелии, начиная от полосы озер Тикше-Озеро — Кукас-Озеро — Пана-Ярви на севере и кончая широтой с. Контамукша на юге. Впервые для этой территории он был описан В. Хакманом (1926) и несколько позднее К. М. Кошицем в районе оз. В. Куйто (1932 г.), В. Н. Нумеровой (1934 г.) к западу от озера Тикше-Озеро, Ю. С. Неуструевым (1936 г.) в районе оз. Елеть-Озеро и К. И. Асташенко (1936 г.) в зоне озер Пя-Озеро — Топ-Озеро. К. М. Кошицем и К. И. Асташенко эти породы по аналогии минералогического состава, текстуры и структуры сопоставлялись с иотнийскими габбро-диабазами Южной Карелии. Ю. С. Неуструевым и И. С. Ожинским (1939 г.), обнаружившими дайки диабазов в предположительно палеозойском комплексе основных и щелочных пород Елетьозерского массива, они были отнесены к палеозою. Позднее, параллельно с геологической съемкой различного масштаба, эти породы описывались рядом исследователей (Ловицкий, Шуркин, Дюков, Билибина и др.), преимущественно относивших их к магматическим образованиям среднего протерозоя. В последние годы, после детальных работ, проведенных на Елетьозерском массиве (Зак, Богачев, 1957 г.), было установлено, что развитые здесь жильные диабазы, связанные с ними спессартиты и вогезиты представляют одну из фаз развития магматического комплекса этого массива.

В Северной и Северо-Западной Карелии жильные диабазы и габбро-диабазы верхнего протерозоя образуют отдельные дайки или серии даек на островах и западном побережье оз. Пя-Озеро, южном и северном побережье системы озер Куйто и ряде других мест. Преимущественная ориентировка жильных тел северо-западная и субширотная, на отдельных участках (южное побережье оз. Нижнее Куйто) отклоняющаяся до субмеридиональной.

Господствующим распространением пользуются крутопадающие дайки, секущие складчатую или первичномагматическую структуру течения вмещающих пород. Реже они являются согласными или согласными по простиранию, но секущими по падению. Мощность этих тел колеблется от сантиметров до 200—300 м, длина от нескольких метров до 3—5 км. Преобладают тела среднего размера мощностью до 15—20 м. Преимущественным распространением пользуются простые дайки, ограниченные прямолинейными, параллельными контактами. Реже они

имеют сложную форму, обусловленную наличием апофиз габбро-диабазов во вмещающих породах и ксенолитов последних в жильных телах. Во вмещающих гранитах, гранито-гнейсах и гнейсах в узкой контактной зоне, редко превышающей десятки сантиметров, местами наблюдается образование палингенетического микропегматита (Шуркин, 1950 г.; Шмыгалев, 1956).

Мелкие жильные тела обычно сложены диабазами или диабазовыми порфиритами. Более мощные дайки, как правило, имеют зональное строение. Центральные части их представлены средне- или крупнозернистыми габбро-диабазами, по мере приближения к контактам постепенно переходящими в диабазы, диабазовые порфириты, изредка плотные афанитовые породы типа базальтов (Дюков, 1958 г.).

Господствующим распространением пользуются почти не метаморфизованные разновидности. Подчиненную роль играют породы, в которых первичные минералы в той или иной степени изменены процессами аутометаморфизма. Слабо измененные диабазы и габбро-диабазы характеризуются наличием прекрасно выраженных габброофитовых, порфировых, реже пойкилоофитовых структур. В составе их главную роль играют моноклинный пироксен ряда авгита, энстатит-авгита (пижонита), местами слабо замещенный уралитом и основной плагиоклаз, представленный лабрадором (54—70% An) в центральных и андезин-лабрадором (42—47% An) в краевых частях зерен. Спорадически в небольшом количестве в породе присутствуют гиперстен, оливин, вторичные

биотит, хлорит, серпентин, кальцит и акцессорные: магнетит, апатит и сфен. Нередко интерстиции между плагиоклазом и пироксеном выполнены щелочным полевым шпатом в микропегматитовом срастании с кварцем. Содержание гранофинов обычно заметно возрастает в относительно лейкократовых разновидностях.

Типичным примером данного интрузивного комплекса является дайка района оз. Туути-Ярви (северное побережье Пана-Ярви), описанная В. Хакманом (V. Hакman, 1926), позднее Г. А. Поротовой (1950 г.), К. О. Кратцем и О. А. Рийконен (1953 г.). Это крупное тело длиной около 5 км и мощностью 150 м, секущее вкрест простиранья олигоклазовых гнейсо-граниты архея, а также серицито-кварцевые сланцы и метадиабазы нижнего протерозоя (рис. 70). Центральная часть его сложена среднезернистыми габбро-диабазами. Местами хорошо выражена первичная магматическая полосчатость, обусловленная параллельным чередованием относительно лейкократовых и меланократовых разновидностей. В краевой части дайки эти породы постепенно

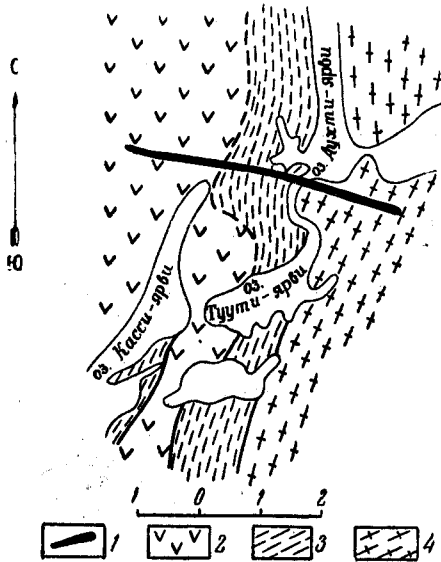


Рис. 70. Дайка габбро-диабазов, пересекающая вкрест простиранья складчатую структуру кристаллических образований архея и нижнего протерозоя (по Г. А. Поротовой, 1950)  
1 — жильный габбро-диабаз; 2 — метадиабаз; 3 — серицито-кварцевый сланец; 4 — гнейсо-гранит архея

меняются мелкозернистыми диабазовыми порфиритами. В габбро-диабазовых центральной зоны хорошо выражена офитовая или пойкилолитовая структуры. Порфировидные кристаллы представлены диоксид-авгитом, гиперстеном и оливином. Среднезернистая основная масса состоит из лейст лабрадора (60—69% An) обыкновенной роговой обманки, подчиненных гиперстена и оливина местами нацело измененного в тальк и идингсит. В небольшом количестве в породе присутствуют магнетит, хлорит, серицит и скаполит, явно замещающие плагиоклаз, единичные зерна кварца и карбоната. Здесь же среди габбро-диабазов присутствуют небольшие, неправильные участки аплитовидного характера, очевидно представляющие локальные зоны концентрации остаточных дифференциатов основной магмы. Это зеленовато-серые, лейкократовые породы, в основном, состоящие из плагиоклаза ряда олигоклаз-андезина и вторичных амфибола и хлорита, очевидно нацело заместивших первичный цветной минерал.

Таблица 4

Окислы	Габбро-диабаз	Диабазовый порфирит	Аплитовидный габбро-диабаз	Кварцевый габбро-диабаз
	Дайка Туути-Ярви			Р-н Пя-Озеро
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	48,88	49,24	52,04	49,66
TiO <sub>2</sub>	1,03	1,11	1,20	2,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,05	13,85	17,34	12,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,74	3,92	5,52	2,94
FeO	6,36	6,30	5,54	13,29
MnO	0,17	0,56	0,36	0,28
MgO	9,99	5,06	1,92	5,40
CaO	7,48	11,88	6,54	9,24
Na <sub>2</sub> O	1,99	3,40	6,02	2,17
K <sub>2</sub> O	1,02	2,40	1,24	0,89
S	0,09	0,37	0,49	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,13
Cl	0,15	сл.	—	0,16
CO <sub>2</sub>	0,48	—	—	—
H <sub>2</sub> O	2,09	2,01	2,01	0,16
П.п.п.	—	—	—	1,00
Сумма	99,52	100,10	100,22	100,11

Анализы 1—3 по В. Хакману (1946), анализ 4 по К. И. Асташенко (1936).

Порфириты краевой зоны отличаются от габбро-диабазов отчетливой порфировой структурой и присутствием вкрапленников плагиоклаза, обычно сильно скаполитизированного. Плагиоклаз основной массы представлен андезин-лабрадором (48% An), относительно слабо измененным вторичными процессами. Местами, в небольшом количестве в породе проявляются актинолит и альбит в гранофировом срастании с кварцем. В контакте с дайкой кварц-серицитовые сланцы заметно обогащаются магнетитом, лимонитом и местами актинолитом. Вмещающие метадиабазы в узкой контактной зоне мощностью в 1—1,5 м превращены в полевошпатовые амфиболиты.

Химическая характеристика жильных основных пород Северной Карелии приведена в табл. 48.

Как видно из приведенных в табл. 48 цифр, жильные габбро-диабазы и связанные с ними диабазовые порфириды Северной Карелии по составу близки к оливиновым диабазам, местами (анализ 1) несколько отличаясь от них повышенным содержанием  $Al_2O_3$  и значительными вариациями в отношении  $MgO:CaO$ . Что касается аплитовидных габбро-диабазов дайки Туути-Ярви, они значительно отличаются не только от оливинсодержащих разновидностей, но и от кварцевых диабазов повышенными значениями  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  и пониженным содержанием  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ , легко объясняющими лейкократовый, существенно плагиоклазовый характер этих пород.

## МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизм протерозойских пород изучен крайне неравномерно; специальные исследования по этому вопросу имеются только для отдельных районов. В данном разделе приводится краткая характеристика главных особенностей метаморфизма для трех разновозрастных комплексов пород нижнего, среднего и верхнего протерозоя.

Наиболее детально изучен метаморфизм нижнепротерозойских образований территории Северного Приладожья. Здесь степень метаморфизма усиливается с северо-востока, из области широкого развития метаморфических сланцев, на юго-запад, в область интенсивной мигматизации. Н. Г. Судовиков (1954) в своем труде, посвященном метаморфизму и ультраметаморфизму пород ладожской формации, выделяет в пределах этой территории три зоны, различающиеся по характеру и интенсивности метаморфических процессов. Восточная зона, охватывающая северо-восточную часть поля распространения пород ладожской серии, характеризуется зелено-сланцевыми фациями; в западной зоне, прослеживающейся к юго-западу от г. Сортавала, типично представлены гнейсовые фации. В расположенной между ними средней зоне развиты как сланцевые, так и гнейсовые фации. Указанная метаморфическая зональность, по мнению Н. Г. Судовикова, возникла в результате регионального метаморфизма, в связи с первой постладожской фазой интенсивной складчатости, степень которой усиливается с северо-востока на юго-запад, а также более поздних процессов мигматизации и гранитизации, связанных с последующей фазой интенсивных дифференциальных движений, проявившихся особенно сильно в западной и постепенно затухающих в средней зоне.

Однако не все исследователи разделяют мнение о двух самостоятельных периодах тектонических движений (соответственно складчатых и дифференциальных). С несомненностью устанавливаются два периода изменения нижнепротерозойских образований в Восточно-Финляндской синклинойной зоне: ранний региональный метаморфизм и более поздний ультраметаморфизм. Различная степень проявления как регионального метаморфизма, так и мигматизации и гранитизации протерозойских пород, отражающаяся в указанной выше метаморфической зональности, объясняется прежде всего различным положением этих пород в орогенной зоне от краевой части последней на северо-востоке к центральным ее частям на юго-западе.

Основные черты минеральных ассоциаций метаморфизованных нижнепротерозойских образований Северного Приладожья устанавливаются на основании их петрографических особенностей.

В северо-восточной части данной территории, в зоне озер Большое и Малое Янис-Ярви, песчано-глинистые и глинистые отложения превращены главным образом в филлитовидные сланцы, в которых наблюдаются минеральные ассоциации с участием андалузита, ставролита, частью граната (альмандина) вместе с биотитом, мусковитом и плагиоклазом. В то же время нижнепротерозойские карбонатные породы (оз. М. Янис-Ярви) характеризуются присутствием равновесных минеральных ассоциаций: тремолит—кальцит—кварц и тремолит—кальцит—доломит. Согласно указанным минеральным ассоциациям, нижнепротерозойские образования зоны оз. М. Янис-Ярви относятся главным образом к эпидот-амфиболовой фации регионального метаморфизма.

К юго-западу, примерно до северного берега Ладожского озера, среди глиноземистых сланцев появляются минеральные ассоциации с гранатом, кордиеритом и антофиллитом. Карбонатные породы здесь превращены в диопсидо-тремолито-кальцитовые и диопсидо-кальцитодоломитовые скарны, местами содержащие скаполит. На северо-восточном берегу Ладожского озера К. А. Шуркин (1958) отмечает форстерито-кальцитовые скарны. Основные породы изменены в амфиболовые сланцы и амфиболиты, содержащие обыкновенную и куммингтонитовую роговые обманки, средний плагиоклаз и частью гранат. Упомянутые минеральные парагенезисы указывают на преобладающее здесь развитие амфиболовой фации регионального метаморфизма.

Далее к югу и юго-западу (западная зона) нижнепротерозойские образования подверглись еще более высокому региональному метаморфизму, в результате которого глиноземистые породы превращены в гранатомые и гранато-кордиеритовые (кинцигитовые) гнейсы, а основные породы — в пироксеновые (диопсидовые и гиперстеновые) сланцы и гнейсы и, частью, анортитовые и анортито-пироксеновые амфиболиты. Эти породы, по Н. Г. Судовикову, отвечают условиям пироксенороговиковой фации.

Мигматизация и связанная с ней гранитизация нижнепротерозойских пород являются наиболее характерной чертой Западного района. Здесь тонкое пропитывание субстрата кислым материалом часто сочетается с грубой инъекцией его, приводящей к образованию системы жил различной величины и формы. Количество и состав этого материала определяют характер и степень гранитизации.

В пределах западной зоны Н. Г. Судовиковым различается большое разнообразие морфологических типов мигматитов, среди которых им выделяются агматиты, послонные мигматиты, птигматиты, диктиониты и различные формы смешанного типа, которые проявляются очень многообразно в связи с широким развитием будинажструктур. Господствующим распространением пользуются разные формы послонных мигматитов и, частью, агматитов.

Сопровождавшие мигматизацию процессы гранитизации также проявились крайне разнообразно в неоднородной по составу среде нижнепротерозойских толщ.

Процессы пропитывания и метасоматического изменения субстрата в крайнем проявлении привели к образованию порфиробластических гранатовых гранитов (Судовиков; 1954). Однако следует отметить, что часть порфиробластических гранитов (по Н. Г. Судовикову), как например, на о-ве Пут-Сари и прилегающей территории, некоторыми иссле-



дователями рассматриваются как порфиоровидные граниты, связанные с путсарским магматическим комплексом (см. «Магматизм»).

Области регионально развитой мигматизации и гранитизации образуют обширную зону ультраметаморфизма, пересекающую зоны регионального метаморфизма.

В Восточно-Карельской синклинойной зоне метаморфизм нижепротерозойских образований был подробно изучен Н. Г. Судовиковым (1934) для Шуезерско-Пезозерского района. Рассматривая протерозойские породы данного района как ятулийские образования, залегающие в глубинных зонах карелид, Н. Г. Судовиков выделил последовательную серию изменения основных пород от метадиабазов и зеленых сланцев до различных амфиболитов, расположенных вдоль внешнего, северо-восточного края зоны карелид. В этой серии метаморфических фаций Н. Г. Судовиков различал следующую смену пород, отличающуюся типичной для каждой из них минеральной ассоциацией (от менее измененных):

1. Метадиабазы — альбит + актинолит + эпидот.
2. Актинолито-биотитовые сланцы — альбит + актинолит + биотит + эпидот.
3. Амфиболовые сланцы: а) альбит + обыкновенная роговая обманка + эпидот + биотит, б) олигоклаз + обыкновенная роговая обманка ± биотит.
4. Порфиробластические амфиболиты — олигоклаз + обыкновенная роговая обманка ± биотит.
5. Грюнерито-гранатовые амфиболиты — олигоклаз — андезин + обыкновенная роговая обманка + грюнерит — куммингтонит + гранат.
6. Ставролит-гранатовые амфиболиты — лабрадор — андезин + обыкновенная роговая обманка + гранат + ставролит.

Указанную смену пород Н. Г. Судовиков рассматривал как последовательные стадии прогрессивного регионального метаморфизма от зелено-сланцевой до амфиболитовой фации, происшедшего вследствие глубокого погружения данной зоны карелид и внедрения в связи с последним постятулийских гранитов, выступающих вдоль северо-восточного края зоны. В настоящее время упомянутые породы относятся к более древним образованиям, чем собственно ятулийские кварциты (средний протерозой) нижнего протерозоя, которые в свою очередь, подразделяются на более древнюю парандовскую сланцево-амфиболитовую серию и вышезалегающую тунгудско-надвоицкую серию с преобладанием метаморфизованных основных эффузивов. Породы, характеризующие наиболее высокую, амфиболитовую фацию регионального метаморфизма (4), (5) и (6), относятся к парандовской серии, в которой различаются орто- и параамфиболиты. Породы, принадлежащие к фации зеленых сланцев, и частью эпидот-амфиболовой фации регионального метаморфизма (1), (2) и (3), являются господствующими образованиями более молодой тунгудско-надвоицкой серии. Эта различная степень метаморфизма указанных рановозрастных комплексов нижнего протерозоя в Восточно-Карельской зоне проявляется без существенных отклонений на значительном протяжении от оз. Пез-Озеро до района оз. Шомб-Озеро.

В отличие от вышеописанного района, южнее на Выгозерском участке (сс. Парандово—Надвоицы) отложения парандовской серии на

значительном пространстве представлены разнообразными актинолито-эпидото-альбито-хлоритовыми, альбито-биотито-хлоритовыми, актинолито-хлоритовыми, серицито-хлоритовыми и другими сланцами зеленосланцевой фации.

Альбитофиры часто превращены в сланцеватые порфиroidы и кварцево-серицитовые сланцы. Среди этих сланцев местами интенсивно проявляется кварцево-рудный метасоматоз, который, по мнению Г. О. Глебово-Кульбах (1948 г.), генетически связан с более поздними нижнепротерозойскими гранитами. В осевой кульминации Выгозерской синклинали, в районе Парандовского месторождения серного колчедана, где встречаются более глубокие горизонты карелид, наряду с породами зеленосланцевой фации развиты амфиболовые сланцы и порфиробластические амфиболиты пезозерского типа, в которых лишь отдельные реликты миндалекаменных текстур свидетельствуют о магматическом характере по крайней мере части исходных пород. Здесь же в краевых частях поля распространения пород парандовской серии, последние под влиянием микроклиновых гранитов сильно мигматизированы с образованием гибридных гранитоидов диоритового и гранодиоритового облика (Глебова-Кульбах, 1948 г.; Дюков, 1953 г.).

Глубокий метаморфизм нижнепротерозойских образований в районе горы Иринеёй вараки (тикшозерская серия восточной части Северо-Карельской синклинорной зоны) Ю. С. Неуструев (1939) также ставил в связь с глубоким погружением данной зоны и сопряженным с ним внедрением гранитов. Последние, по мнению Ю. С. Неуструева, оказывая сильное воздействие на высокоглиноземистые сланцы, превратили их в разнообразные кианитовые, гранатовые, ставролитовые и амфиболовые гнейсы. Однако как показывают более поздние исследования Н. А. Волотовой в районе оз. Кереть (гора Хизовара) и К. О. Кратца и Н. Ф. Демидова в районе г. Иринеёй вараки, глубокий региональный метаморфизм здесь, как и в Северном Приладожье и, вероятно, в полосе Шомбозеро-Пезозеро, имел место до внедрения микроклиновых гранитов и гранодиоритов.

В пределах рассматриваемой Ириногорской синклинали нижнепротерозойские толщи отличаются довольно выдержанным высоким метаморфизмом. Песчано-глинистые отложения изменены в кианито-ставролитовые, гранатовые и слюдяные гнейсы, частью, сланцы, а основные породы и мергелистые осадки превращены в сланцеватые и порфиробластические амфиболиты, гранато-амфиболовые сланцы и гнейсы. Интересно отметить, что в этих господствующих условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма первичные осадки сохранили не только первичные текстурные особенности, но нередко и реликты псаммитовых структур, указывающих на избирательный характер процессов перекристаллизации и минералообразования.

Отличительной особенностью метаморфизма протерозойских толщ Ириногорской синклинали является отсутствие сколько-нибудь широких явлений мигматизации и ультраметаморфизма. Воздействие на них гранитовых интрузий проявляется в образовании узких зон жильных гнейсов вокруг гранитных массивов и в непосредственном экзоконтакте в замещении кианита мусковитом, амфибола и граната биотитом и т. д.

В нижнепротерозойском комплексе района оз. Кукас-Озеро глубокий метаморфизм отчетливо выражен в верхах его в толще параамфиболитов, характеризующейся типичной для амфиболитовой фации ми-

неральной ассоциацией гранат — обыкновенная роговая обманка — грюнерит-куммингтонитовая роговая обманка — кианит.

Наличие кианита в ассоциации указывает на повышенное содержание глинозема в исходных породах. Этим же условиям метаморфизма отвечает большая часть преобладающих в данном районе амфиболовых и гранато-амфиболовых сланцев, возникших за счет основных вулканических пород. Местами сохранились и породы более низких ступеней метаморфизма: актинолитово-эпидотовые сланцы, актинолититы, метадиабазы, биотито-эпидотовые кварциты и тремолито-кальцитовые скарниды эпидот-амфиболитовой и, частью, вероятно, зеленосланцевой фаций. Такой широкий предел метаморфических изменений в районе оз. Кукас-Озеро наблюдается и в интрузивных основных и ультраосновных породах, которые здесь представлены серпентинизированными оливинитами и перидотитами, актинолититами и ортоамфиболитами. Причины разнообразия метаморфических фаций в этом районе пока не выяснены. Намечается, что менее метаморфизованные породы приурочены, в основном, к краевым частям Кукасозерского синклинального прогиба, в целом занятого глубоко метаморфизованными образованиями.

По-видимому, общий сложный региональный метаморфизм протерозойских пород данного района завершился после внедрения основных и ультраосновных интрузий в связи с глубоким погружением Кукасозерского прогиба в период образования мощных краевых разломов.

В западной и северо-западной частях Северо-Карельской зоны протерозойские осадочные и вулканогенные толщи отличаются общим низким региональным метаморфизмом. Основные вулканические породы представлены альбит-эпидот-актинолитовыми диабазами и сланцами и талько-хлоритовыми сланцами. Кварцевые порфиры частью превращены в биотитовые сланцы, сохраняющие реликты порфировых структур; осадочные породы характеризуются критическими парагенезисами биотит — мусковит — кварц, мусковит — хлорит, хлорит — кальцит и доломит — кварц. Вследствие такого невысокого метаморфизма, соответствующего фации зеленых сланцев, большинство пород в различной степени сохраняют многие свои первичные особенности.

Наряду с этим выделяются породы, расположенные в восточной краевой части Куоляярвской подзоны карелид, в районах оз. Нива-Ярви — Пюхя-Ярви и оз. Исо-Сиенпяярви, которые отличаются развитием мономинеральных тремолитовых амфиболитов и гранато-биотитовых сланцев, отвечающих условиям эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Характерно наличие в этих же районах жильных тел микроклинового гранита, прорывающих протерозойские породы. Однако связь между внедрением гранитов и высоким метаморфизмом вмещающих толщ пока неясна. Интересно отметить, что как и во многих других районах Карелии, эти протерозойские граниты, интенсивно мигматизирующие подстилающие архейские образования, в случае залегания среди протерозойских пород не сопровождаются явлениями мигматизации и гранитизации, а обнаруживают лишь ограниченное контактное воздействие на окружающие породы. Заметное контактное воздействие на карбонатные породы оказывают интрузии метагаббро-диабазов и лейкодиабазов, с которыми связано образование тремолитовых и скаполитовых скарнов.

Нижнепротерозойские комплексы Западно-Карельской синклинорной зоны обнаруживают в целом сходные с описанными для других районов особенности метаморфизма, которые более наглядно могут

быть иллюстрированы на примере Хедозерско-Большозерского и Костомукшского участков.

В районе озер Хедозеро — Большозеро, в поле развития нижнепротерозойских образований устанавливается отчетливая метаморфическая зональность. В этом узком синклинальном прогибе гранато-ставролитовые и слюдяные гнейсы гимольской серии, развитые у оз. Хедозеро (амфиболитовая фация), по простиранию на северо-запад постепенно переходят в гнейсо-сланцы и, наконец, в окрестностях оз. Большозеро — в биотитовые, гранато-биотитовые и мусковитовые и графитистые слюдяные сланцы (эпидот-амфиболитовая фация). Последние перекрываются андезит-дацитовыми туфами и основными эффузивами нижнего протерозоя, отвечающими условиям фации зеленых сланцев. Далее на северо-запад у оз. Ледм-Озеро гимольская серия снова проявляется в гнейсовой фации. Вместе с тем, в южной части данного района микроклиновые граниты, прорывающие гимольскую серию у оз. Хедозеро, далее к северо-западу (южнее оз. Большозеро) сменяются пегматитами, а у оз. Большозеро отдельными маломощными жилами диоритового и гранодиоритового состава, залегающими среди туфогенной толщи. Хотя здесь наблюдается соответствие метаморфической зональности и интенсивности и характера проявления кислого магматизма, взаимная связь между ними пока не изучена. Как показывает структура данного района, здесь наблюдаются разные по глубине горизонты рассматриваемого синклинального прогиба, которые отличаются степенью метаморфизма и характером интрузивного магматизма.

В Костомукшском районе гимольская серия представлена пестрой группой метаморфических пород: филлитовидных, графитистых, талько-хлоритовых и талько-карбонатных, биотитовых сланцев, роговообманково-грюнерито-магнетитовых кварцитов, роговообманковых сланцев и параамфиболитов. По разнообразию типов метаморфических фаций она очень напоминает парандовскую серию Восточно-Карельской зоны, а также нижнепротерозойский комплекс оз. Кукас-Озера. Основные эффузивы нижнего протерозоя обнаруживают вертикальную метаморфическую зональность, в которой метадиабазы вниз по разрезу толщи переходят сначала в актинолит-альбит-эпидотовые и, наконец, в роговообманковые сланцы и амфиболиты. Более молодые микроклиновые граниты появляются здесь большей частью в основании нижнепротерозойского супракрустального комплекса. Они наблюдаются в осевых поднятиях Костомукшской синклинальной структуры, где под их влиянием протерозойские породы превращены в биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы «Беломорского типа». Принадлежность этих гнейсов к протерозою подтверждается структурной сопряженностью их с соседними железорудными толщами и наличием в них линз и прослоев магнетитовых кварцитов. Местами, как, например, в Карпангской аномалии, находящейся на непосредственном северо-восточном продолжении Костомукшской рудной полосы, от рудных сланцев среди гранитов сохранились лишь отдельные полосы, обогащенные магнетитом. Переход неизмененных под влиянием гранитов пород гимольской серии в их мигматизированные и гранитизированные разновидности на современной поверхности наблюдается на протяжении не более 2—3 км. Вместе с тем, на значительно большей площади развития гимольской серии, как и в толще зеленокаменных эффузивов, эти же граниты и их пегматиты образуют лишь единичные небольшие интрузивные тела. Этот пример еще раз показывает, что как и в других зонах карелид, наиболее интен-

сивное проявление протерозойских микроклиновых гранитов и связанных с ними процессов мигматизации и гранитизации приурочено к наиболее глубоко погруженным, осевым зонам синклинальных прогибов карелид.

В связи с отмеченными выше явлениями гнейсификации и мигматизации пород гимольской серии на Хедозерско-Большезерском и Костомукшском участках следует отметить, что расположенные в Западно-Карельской синклинальной зоне многочисленные небольшие тела гнейсов и мигматитов по ним, которые пока по внешнему их облику относятся к архею, могут в действительности быть нижнепротерозойскими (оз. Нюк, Лекс-Озеро Куйто, Лекс-Озеро — р. Волома и др.).

Как показывает изложенное, метаморфический облик нижнего протерозоя определялся разнообразными по характеру и интенсивности процессами изменения еще более разнообразных по составу исходных (геосинклинальных) пород, метаморфические производные которых отражают все ступени превращения от самой низкой стадии зеленосланцевой фации до глубокого ультраметаморфизма. Наиболее распространенными среди них являются породы средней и высокой степеней регионального метаморфизма. Процесс мигматизации и гранитизации, так же как и высокого регионального метаморфизма, происходившие главным образом в зонах глубокого погружения в процессе карельской складчатости, сменяются в менее подвижных и поднятых областях преобладающими условиями более низкого регионального метаморфизма.

Для среднепротерозойского супракрустального комплекса характерны низкие ступени регионального метаморфизма, благодаря чему эти породы отчетливо сохраняют признаки первичного состава и структуры. Серицитовые кварцито-песчаники, серицитовые и глинистые (серицито-хлоритовые) сланцы и другие близкие им породы, широко развитые в составе осадочно-метаморфических толщ среднего протерозоя, отвечают самой низкой, мусковито-хлоритовой субфации регионального метаморфизма. В двух случаях в кварцито-песчаниках отмечен кианит (Макеенко, 1948 г.), появление которого здесь, возможно, связано с метаморфизмом богатого каолином цемента осадочных пород, вероятно, в этом случае преобразованных в более высокой ступени зеленосланцевой фации. В зонах сильного рассланцевания по разломам и межформационным поверхностям появляются слюдяные сланцы, например, биотито-хлоритовые в осланцованном цементе полимиктовых конгломератов. Важное значение не только для образования складчатых структур в ятулийских (среднепротерозойских) толщах, но и для изменения пород П. Эскола (P. Eskola, 1948) придает встречающейся в протерозойских и более древних породах крутой поперечной сланцеватости. В результате возникновения этой поперечной сланцеватости, названной им «койкаритизацией», кварциты, кварцевые кератофиры и граниты превращаются в богатые серицитом диафторитовые милониты, а зеленокаменные породы — в хлоритовые и актинолитовые сланцы и даже талько-карбонатные породы, а среднепротерозойские (сариолийские) конгломераты претерпевают сильное осланцевание с образованием бластомилонитовых сланцев.

Основные породы среднего протерозоя (интрузивные и эффузивные) имеют отчетливый спилитовый характер. Вместе с тем, зеленокаменные породы, залегающие среди отложений сегозерской и онежской серий, являются исключительно альбито-актинолитовыми диаба-

зами и габбро, тогда как в выше залегающей суйсарской серии встречаются альбито-пироксеновые диабазы.

Процессы спилитизации обычно связывают с подводными изменениями основной магмы с извлечением избыточного натрия из морской воды. На примере изучения среднепротерозойских спилитовых диабазов Центральной Карелии (Заонежье—Сег-Озеро) П. Эскола (1925) высказал мнение о первичномагматической природе натрия (альбита) в спилитах, который, концентрируясь в остаточной жидкости, кристаллизуется одним из последних. В пользу магматического происхождения альбита в спилитовых диабазах свидетельствует пологозалегающая габбро-диабазовая интрузия Пудож-горы среди архейских гранитов на восточном берегу Онежского озера. В ее нижней части наблюдаются лабрадор-пироксеновые габбро-диабазы, которые вверх по разрезу сменяются альбит-роговообманковыми габбро-диабазами и, наконец, альбито-кварцевыми гранофирами, являющимися дифференциатами исходной диабазовой магмы (Кратц, 1950 г.).

В. М. Тимофеев допускал (1935в), что многие альбитовые граниты Карелии возникли в результате натрового метасоматоза (альбитизации) более древних гранитов одновременно со спилитизацией протерозойских основных эффузивов. Встречающиеся в Пудожгорской габбро-диабазовой интрузии альбитовые породы возникли в результате палингенеза и ассимиляции альбитовых гранитов диабазовой магмой и последующей ее кристаллизационной дифференциации (Кратц, 1950 г.).

Отложения верхнего протерозоя почти не метаморфизованы. Наиболее характерными для них являются процессы серицитизации. Глинистые породы на контакте с интрузиями габбро-диабазов превращены в плотные глинистые сланцы, состоящие из биотита, хлорита, кварца и окислов железа. В противоположность представлению о том, что перекристаллизация Шокшинских кварцитов произошла под термальным воздействием габбро-диабазов, в настоящее время А. В. Хабаковым и Л. П. Голдобиной (Голдобина, 1958) высказывается предположение об осадочном раннедиагенетическом окаменении сливных кварцито-песчаников. С воздействием верхнепротерозойских интрузий связано контактное изменение вмещающих пород. Так, в контакте с гранитами рапакиви протерозойские карбонатные породы превращены в метасоматически-рудные (олово-полиметаллические и магнетитовые) скарны. Интрузии габбро-диабазов среди более древних гнейсов и гранитов (Восточное Прионежье и Северное Приладожье) обусловили явления селективного плавления с образованием небольших порций кислой гранофировой магмы (Белянкин и Бурцев, 1925, Кратц 1950 г.).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магматизм протерозоя Карельской АССР, как интрузивный, так и эффузивный, является значительно более сложным, чем это представлялось при составлении ранних сводок данного региона (Тимофеева, 1935; Судовиков, 1937, 1939). Главным образом, это касается доверхнепротерозойского магматизма, предшествовавшего периоду внедрения гранитов рапакиви и иотнийских габбро-диабазов Южной Карелии. Подобное изменение наших представлений объясняется как дальнейшим развитием знаний о стратиграфии протерозоя в целом, так и новыми данными о геологических соотношениях различных магматиче-

ских комплексов. Однако, несмотря на некоторые достижения в изучении магматических образований этого геологического периода, ряд вопросов по магматизму протерозоя еще не находит удовлетворительного решения, в основном зависящего от дискуссионности проблем региональной геологии главным образом стратиграфии. Так, в связи с существующими разногласиями о положении границы между археем и протерозоем возникает вопрос либо об архейском возрасте плагио-микроклиновых гранитов Центральной и Западной Карелии, прорывающих гимольскую и парандовскую серии, и возможности корреляции их с поздними гранитоидами архея Беломорского района, либо о разновозрастности их и разработке критериев для разделения этих пород, близких по особенностям структуры и минералогического состава.

Необходимо отметить, что в настоящее время большинством исследователей данные терригенно-вулканогенные серии вместе с прорывающими их гранитоидами различного состава относятся к нижнему протерозою.

В зависимости от решения вопроса о принадлежности тунгудско-надвоицкой серии к верхам нижнего или низам среднего протерозоя, следует говорить о нижнепротерозойском или внутрисреднепротерозойском возрасте магматического комплекса прорывающих ее ультраосновных, основных и кислых пород.

В связи с обострившейся в последние годы дискуссией о стратиграфическом положении ладожской серии возникает вопрос либо об отнесении прорывающих ее интрузивных комплексов к магматическим образованиям нижнего протерозоя, либо о наличии здесь постсреднепротерозойского (постятулийского) геосинклинального магматизма, проявившегося в последовательном образовании двух интрузивных комплексов основных и кислых пород.

Очевидно, что дальнейшее исследование интрузивных образований протерозоя должно идти путем более детального расчленения крупных магматических комплексов, более точного определения геологического возраста их, а также специального изучения петрологии, внутренней структуры, геохимии и металлогении комагматических серий пород или отдельных интрузивных тел их.

Разработка единой, достаточно обоснованной схемы развития протерозойского магматизма является задачей дальнейших исследований. В настоящее же время, в соответствии с принятой в данном томе стратиграфической схемой, среди магматических образований протерозоя в известной мере условно выделяются следующие группы интрузивных пород: а) два геосинклинальных комплекса нижнепротерозойских ультраосновных, основных и кислых пород, отвечающих ранним и поздним этапам раннекарельской (нижнепротерозойской) складчатости; б) два субгеосинклинальных комплекса основных (и ультраосновных) пород среднего протерозоя, соответствующих поздним и заключительным фазам карельского тектогенеза; в) верхнепротерозойский комплекс кислых (граниты рапакиви) и основных (габбро-диабазы) пород, представляющих постскладчатые, трещинные интрузии платформенного типа.

Ранняя группа нижнепротерозойских ультраосновных, основных и кислых пород, прорывающих осадочно-эффузивные образования гимольской, парандовской и тикшозерской серий, пока с достоверностью установлена только в отдельных местах (район озер Тава-Ярви, Гимольское, с. Хаутовара и др.). Вероятно, именно с этой ранней фазой нижнепротерозойского магматизма связано появление ранних плагио-

микроклиновых гранитов ( $\gamma_3$ ), эруптирующих, метаморфизующих и мигматизирующих вмещающие супракрустальные толщи. Выделение широких ареалов распространения данных пород и отделение их как от поздних гранитоидов архея ( $\gamma_2$ ), так и поздних мигматизирующих гранитов нижнего протерозоя ( $\gamma_{3-1}$ ), является одной из важнейших задач дальнейших исследований. Для решения ее необходимо специальное изучение особенности минералогического и химического состава (аксессуарии, микроэлементы) гранитоидов позднеархейской, ранней и поздней нижнепротерозойской группы, установление определенных минералогических (и металлогенических) типов их и широкое применение методов абсолютной геохронологии, позволяющих проводить корреляцию данных пород там, где стратиграфическое положение их не устанавливается по характеру соотношений с вмещающими супракрустальными толщами.

Как известно, вопрос о возможности разделения ранних гранитоидов нижнего протерозоя и поздних гранитоидов архея является спорным. Некоторыми исследователями эти породы объединяются в одну группу, относимую к верхнему архею (Гилярова, 1949, Перевозчикова, 1956 г.) или нижнему протерозою (Харитонов, 1957), другими (Кратц, 1955) они рассматриваются как разновозрастные образования. В настоящее время достоверные геологические данные, позволяющие безоговорочно принять ту или иную точку зрения, отсутствуют. Тем не менее, определения абсолютного возраста (Герлинг, 1958), дающие для плагио-микроклиновых гранитов Беломорского блока цифры  $1950 \cdot 10^6$ – $2000 \cdot 10^6$  лет и для аналогичных гранитоидов Центральной и Западной Карелии  $1760 \cdot 10^6$ – $1840 \cdot 10^6$  лет, не позволяют пока объединить эти породы в единую разновозрастную группу.

С вопросом о возможности отделения плагиомикроклиновых гранитов Беломорского района от аналогичных им гранитоидов Центральной и Западной Карелии тесно связана проблема возраста габбро-норитов (друзитов) Западного Беломорья и других районов республики, очень сходных с некоторыми нижнепротерозойскими основными породами (Нумерова, 1947 г.).

Поздние интрузии нижнего протерозоя, по времени образования отвечающие поздним фазам раннепротерозойской складчатости, выделены на отдельных участках, там, где положение их документируется непосредственно соотношениями с зеленокаменными эффузивами и подчиненными им седиментогенными образованиями тунгудско-надвоицкой серии. Главной областью распространения основных пород этой группы является Северо-Карельская синклиновая зона (Олангская группа). Отдельные небольшие тела базитов олангского типа известны и в других частях Карелии.

Среди поздних гранитоидов нижнего протерозоя намечаются три группы: мигматитообразующие плагио-микроклиновые граниты, приуроченные к осадочно-эффузивным образованиям нижнего протерозоя или контактам их с подстилающими гнейсами и гнейсо-гранитами архея, малые интрузии гранитов трещинного типа, характеризующиеся отсутствием контактных ореолов мигматизации и наличием мелкозернистой краевой фации, и ортокласоидные гранофировые граниты, образующие небольшие трещинные интрузии среди кристаллических образований архея и ранних гранитоидов нижнего протерозоя.

Мигматитообразующие граниты первого типа, по структуре и составу близкие к плагио-микроклиновым гранитам ранней нижнепроте-



розойской группы, в большинстве случаев картировались совместно с последними. Необходимо отметить, что возможность расчленения этих пород в ряде конкретных случаев пока неясна. Между тем, разделение их представляло бы не только геологический, но и практический интерес, так как, судя по предварительным данным, ранние и поздние гранитоиды нижнего протерозоя, по-видимому, характеризуются несколько различной металлогенией.

При последующем изучении гранитоидов поздней нижнепротерозойской группы следует также уточнить вопрос о последовательности образования мигматитообразующих гранитов, плагио-микроклиновых гранитов, слагающих небольшие интрузии трещинного типа, и ортоклаз-содержащих гранофировых гранитов, до последнего времени являющийся открытым. Необходимо отметить, что стратиграфическое положение гранитоидов данной группы в целом не является бесспорным, так как в последние годы снова поднимается вопрос о среднепротерозойском (по Л. Я. Харитонову — верхнепротерозойском) возрасте их (Шмыгалев, 1958 г.).

Несколько лучше, чем магматические образования нижнего протерозоя, изучены гипабиссальные и эффузивные основные и подчиненные им ультраосновные породы среднего протерозоя. Для этого магматического комплекса дискуссионным является вопрос о характере залегания метадиабазов и метагаббро-диабазов, приуроченных к сегозерской и онежской сериям, а также о принадлежности вулканогенной суйсарской серии к верхам среднего или низам верхнего протерозоя.

Среди посткинematических интрузивных образований верхнего протерозоя хорошо изучен комплекс иотнийских габбро-диабазов Южной Карелии. Что касается развитых здесь гранитов рапакиви, то они требуют дальнейшего исследования с целью установления характера соотношений их с иотнийскими габбро-диабазами, определяющего ранний — хогландский или поздний — иотнийский возраст этих пород. Совершенно необходимо также специальное изучение морфологии отдельных массивов, внутреннего строения их и характера распределения структурных и петрографических разновидностей гранитов внутри данных тел.

## ПРОТЕРОЗОЙ (?), НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ (?)

В центральной части Карелии, к югу от Северо-Карельской синклинойной зоны, известен довольно крупный Еletzозерский массив основных и щелочных пород, по петрографическим ассоциациям, последовательности образования слагающих комплексов пород и металлогении чрезвычайно близкий к массиву Гремяха-Вырмес Кольского полуострова. Оба эти массива по наличию в составе их щелочных и нефелиновых сиенитов, характерных для палеозойских интрузий платформенного типа, большинством исследователей (А. А. Полканов, Н. А. Елисеев, И. С. Ожинский) относились к магматическим образованиям палеозоя. Однако после того как для данных тел методом абсолютной геохронологии были получены цифры порядка  $1550 \cdot 10^6$ — $1670 \cdot 10^6$  лет (Герлинг, 1957), естественно, возник вопрос о принадлежности их к магматическим образованиям протерозоя. Необходимо отметить, что по абсолютному летоисчислению массивы Еletzозерский и Гремяха-Вырмес близки к гранитам рапакиви, возраст которых устанавливается в  $1620 \cdot 10^6$  лет. Если базироваться на этих цифрах, сле-

дует считать, что на территории Карелии и Кольского полуострова, первые проявления интрузивного щелочного магматизма, по-видимому, относятся к верхам докембрия. Так как вопрос о возрасте Елетьозерского массива пока не решен однозначно, описание его выделено нами в разделе нерасчлененных интрузий протерозоя — нижнего палеозоя.

### *Елетьозерский массив*

Елетьозерский массив, расположенный в Лоухском районе Карельской АССР, открыт в 1936 г. Ю. С. Неуструевым (1937 г.), выделившим в состав его две группы пород: более древний комплекс гнейсо-габбро-амфиболитов, пироксенитов, габбро, габбро-анартозитов, анартозитов и более поздний комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов и их пегматитов. Им же были описаны лампрофиры, альбититы и порфириды, секущие как основные так и щелочные породы этого тела.

Позднее Елетьозерский массив изучался И. С. Ожинским (1938 г.), составившим схематическую геологическую карту западной части этого интрузивного тела на основе применения метода структурного анализа, наметившим основные черты внутреннего строения его и установившим генезис щелочных пород и титаномagnetитовых руд.

В пределах данного интрузивного комплекса автором выделялись породы четырех интрузивных фаз. Три первые фазы представлены габброидами различного состава, местами несущими титаномagnetитовое оруденение, а четвертая — щелочными и нефелиновыми сиенитами и их пегматитами. В отличие от Ю. С. Неуструева, рассматривавшего щелочные породы как интрузивные образования, И. С. Ожинский высказал предположение о метасоматическом генезисе их.

В период 1954—1956 гг. Елетьозерский массив изучался С. И. Заком и А. И. Богачевым (1958 г.), составившими схематическую геологическую карту, уточнившими особенности внутренней структуры этого своеобразного тела, несколько иначе, чем предыдущие исследователи, представившими последовательный ход развития его.

Елетьозерский массив, залегающий среди гнейсо-гранитов различного состава и, вероятно, возраста, представляет собой концентрически зональное тело площадью около 100 км. В плане он имеет форму эллипса, вытянутого в субмеридиональном направлении (рис. 71). Большая периферическая часть его сложена габброидами, образующими неправильное, несколько сужающееся к югу кольцо. Центральная часть массива площадью около 20 км<sup>2</sup> образована щелочными и нефелиновыми сиенитами. Небольшие тела щелочных пород встречаются также среди габброидов краевой зоны. Основные породы секутся дайками диабазов, спессартитов и вогезитов, которые, в свою очередь, последовательно пересекаются дайками сиенит-порфиров, бостонитов и жилами щелочных пегматитов, генетически связанных со щелочными и нефелиновыми сиенитами. В щелочных и нефелиновых сиенитах местами присутствуют отдельные ксенолиты диабазов и спессартитов. В северо-восточной части массива среди основных пород скважинами была вскрыта своеобразная брекчия (брекчия взрыва?), состоящая из мелких остроугольных обломков пироксенита, мелкозернистого габбро и щелочного сиенита, цементированных биотито-сфено-эпидото-кальцитовым материалом. На основании геологических соотношений, кратко изложенных выше, Елетьозерский массив рассматривается С. И. Заком и А. И. Богачевым как сложная интрузия, сформировавшаяся в три последователь-

ные фазы: I фаза — габброидные породы, II фаза — дайки диабазов, спессартитов, вогезитов, III фаза — щелочные и нефелиновые сиениты и связанные с ними жильные бостониты, сиенит-порфиры, щелочные пегматиты, брекчии взрыва.

I фаза. Среди габброидов I фаза по морфологии, петрографическим признакам, особенностям магматической дифференциации и оруденения выделяются четыре последовательных во времени комплекса пород, определяющих своим положением в строении внешней зоны известную симметрию ее (от ранних к поздним образованиям): 1) комплекс мелкозернистого и среднезернистого габбро; 2) комплекс сидеронитовых пироксенитов; 3) комплекс крупнозернистого габбро — среднезернистого полосчатого габбро; 4) комплекс плагиоклазитов — габбро-рудных перидотитов. Наиболее ранний краевой комплекс мелко- и среднезернистого габбро преимущественно развит в краевой зоне массива, хотя местами эти породы появляются и во внутренней части габброидного кольца (участок горы Сури-вара, юго-западного побережья оз. В. Черное). По направлению к осевой части базитового пояса данный комплекс путем согласного, последовательного чередования полос сменяется третьим комплексом крупнозернистого габбро — среднезернистого полосчатого габбро. Четвертый комплекс, представленный серией плагиоклазит — габбро — рудный перидотит, в восточной части массива приурочен к осевой части пояса основных пород. В западной части массива площадь распространения его непосредственно примыкает к центральному ядру, сложенному щелочными и нефелиновыми сиенитами. Несколько иное строение имеет габброидное кольцо в северной части массива. Здесь за комплексом мелкозернистого — среднезернистого габбро краевой зоны следует второй комплекс сидеронитовых пироксенитов, затем третий комплекс крупнозернистого габбро — среднезернистого полосчатого габбро и, наконец, четвертый комплекс плагиоклазитов — габбро — рудных перидотитов, слагающих внутренние части габброидного кольца.

Положение комплекса сидеронитовых пироксенитов устанавливается по наличию в них ксенолитов мелкозернистого габбро раннего (краевого) комплекса и по тому, что в одном случае полосчатость сидеронитовых пироксенитов срезается контактом с породами комплекса крупно- и среднезернистого габбро.

Комплекс мелкозернистого габбро — среднезернистого габбро характеризуется мелко- (около 1 мм) и среднезернистым (2—3 мм) сложением, отсутствием макроскопически заметной рудной вкрапленности и четко выраженной полосатости. Только местами в нем наблюдаются шлировые выделения темноцветных минералов. Нередко хорошо выражена линейность по пироксену.

По особенностям минералогического состава в пределах данного комплекса выделяются следующие разновидности: среднезернистое оливино-анортитовое габбро, мелкозернистые габбро-нориты, мелкозернистое габбро, мелкозернистое оливиновое габбро, пироксено-амфиболовые диориты, кварцевые диориты и мангериты.

Макроскопически эти разновидности неразличимы. Помимо отмеченных выше особенностей сложения, породы данного комплекса характеризуются однородной текстурой, серой и темно-серой окраской и довольно густой сетью трещин, выполненных вторичным амфиболом.

Главные породообразующие минералы основных членов данного комплекса представлены плагиоклазом (44—90% An), авгитом, пажо-

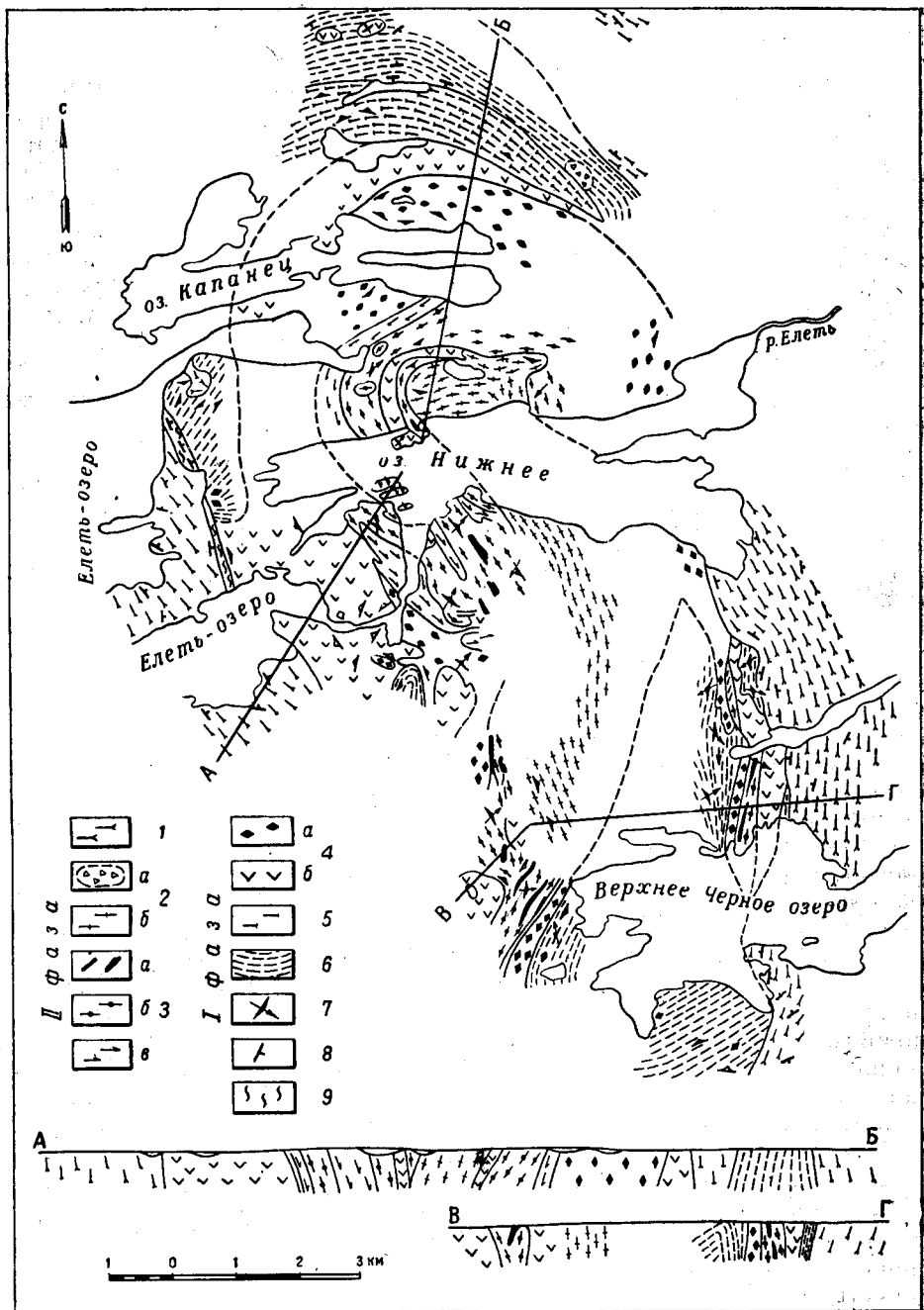


Рис. 71. Схематическая геологическая карта Ельмьозерского массива (по А. И. Богачеву, С. И. Заку, В. В. Яковлевой)

1 — плагио-микроклиновые граниты; 2а — брекчии взрыва; 2б — щелочные и нефелиновые сиениты; 3 — комплекс плагиоклазита — рудного перидотита: а) рудные пироксениты, перидотиты и амфиболиты, б) среднезернистое полосатое оливиновое габбро, а) плагиоклазиты и лейкократовое габбро; 4 — комплекс крупнозернистого габбро — среднезернистого полосатого габбро: а) крупнозернистое габбро, б) среднезернистое полосатое габбро; 5 — комплекс сидеронитовых пироксенитов; 6 — комплекс мелкозернистого — среднезернистого габбро; 7 — полосатость и линейность; 8 — гнейсовидность и сланцеватость; 9 — зоны расланцевания и милонитизации

нитом, гиперстеном, оливином (12—15%  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ). В незначительных количествах присутствуют титаномагнетит, биотит, апатит. Из вторичных минералов характерны обыкновенная роговая обманка, эпидот и хлорит. В более кислых разновидностях (диоритах и мангеритах) преобладают средний плагиоклаз (35—44%  $\text{An}$ ), базальтическая роговая обманка, авгит, гиперстен, кварц и несдвойникованный микроклин. Структура пород преимущественно габбровая, участками переходящая в пойкилитовую. Наиболее обычный порядок кристаллизации в них следующий: титаномагнетит  $\rightarrow$  плагиоклаз + гиперстен  $\rightarrow$  плагиоклаз + авгит. В процессе кристаллизации характер плагиоклаза изменяется от менее основного в краевых частях комплекса (44%  $\text{An}$ ) к более основному (65%  $\text{An}$ ) по мере приближения к комплексу крупнозернистого габбро характер пироксена — от гиперстена к моноклинному пироксену, а в последнем от пижонита к авгиту.

По положению в структуре массива (в периферической зоне габброидов I фазы), его наиболее раннему образованию по отношению к другим комплексам, мелкозернистости слагающих его пород, комплекс мелкозернистого габбро, среднезернистого габбро следует рассматривать как краевую фацию (зону закалки) массива, что было высказано еще ранее Ю. С. Неуструевым (1936 г.).

Комплекс сидеронитовых пироксенитов характеризуется однородным, среднезернистым сложением (2—4 мм) и черным цветом. Иногда только наблюдается неясно выраженная полосатость, обусловленная появлением пропластков с повышенным содержанием плагиоклаза. Породы, в основном, состоят из титан-авгита и титаномагнетита, содержание которого колеблется от 8 до 20%; в незначительных количествах присутствуют плагиоклаз (51—54%  $\text{An}$ ) апатит, и иногда оливин. Процессы автометаморфизма, выражающиеся в амфиболитизации пироксена, развиты в очень незначительной степени. Порядок кристаллизации для сидеритовых пироксенитов намечается следующий: титан—авгит  $\rightarrow$  титан—авгит + плагиоклаз + оливин  $\rightarrow$  апатит + титаномагнетит.

Комплекс крупнозернистого габбро—среднезернистого полосатого габбро отличается значительно большей сложностью слагающих его пород. В пределах его крупнозернистое габбро по мере приближения к средней части кольцевой габброидной зоны, постепенно сменяется среднезернистыми, полосатыми разновидностями. Характерной особенностью крупнозернистого габбро является наличие светлых идиоморфных кристаллов плагиоклаза в темно-серой существенно пироксеновой основной массе и отсутствие отчетливой полосатости. Среди этих пород местами встречаются небольшие неправильные участки пегматоидного характера с величиной зерен до 10 см. Крупнозернистое габбро через серию постепенных переходов сменяется среднезернистыми разновидностями с четко выраженной полосатостью, обусловленной чередованием лейкократовых и меланократовых пропластков. Мощность отдельных полос от 1—2 до 20—30 см при длине от нескольких метров до 10—15 м. Идиоморфные зерна плагиоклаза исчезают и одновременно появляется линейность, обусловленная субпараллельной ориентировкой пироксена.

Породы данного комплекса почти нацело состоят из авгита и плагиоклаза, состав которого изменяется от битовнита (90%  $\text{An}$ ) в крупнозернистом габбро до лабрадора (48—50%  $\text{An}$ ) в среднезернистых полосатых разновидностях. Иногда в значительных количествах (до

30%) присутствует оливин ( $10\% \text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ). Второстепенные минералы представлены апатитом и биотитом. Структура этих пород — габбро-офитовая или пойкилитовая, обусловленная прорастанием пироксена овальными зернами оливина. Содержание плагиоклаза в крупнозернистом габбро колеблется от 40 до 95%. Лейкократовые разновидности его (битовнититы) преимущественно распространены на западной оконечности оз. Нижнего. Как среди крупнозернистого, так и среднезернистого габбро выделяются разновидности, обогащенные магнетитом и титаномагнетитом. В породах данного комплекса местами развиты процессы амфиболизации, в результате которых габбро через ряд переходных разностей превращается в цоизитовые амфиболиты. Процессы амфиболизации, обычно начинающиеся около трещин, постепенно расширяются, охватывая значительные части площади боковых пород.

Комплекс среднезернистого плагиоклазита — среднезернистого полосатого оливинового габбро — рудного перидотита отличается наибольшей сложностью как по разнообразию слагающих его пород, так и по своему внутреннему строению. Основной морфологической особенностью его является наличие прекрасно выраженной полосатости и линейности.

Полосатость обусловлена параллельным чередованием лейкократовых и меланократовых пропластков, местами нацело сложенных плагиоклазитами и рудными перидотитами; мощность полос различного состава варьирует от сантиметров до 15—18 м. Соотношение между мощностью и длиной их колеблется от 1:10 до 1:200—300. Необходимо отметить, что простираение полосатости местами меняется на расстоянии нескольких метров. Нередко наблюдаются резкие изгибы ее, создающие формы морфологически напоминающие мелкую складчатость осадочных и метаморфических пород. Что касается линейности, выраженной субпараллельной ориентировкой столбчатых кристаллов пироксена, направление погружения ее является выдержанным для отдельных частей массива.

Породы данного комплекса отличаются значительными вариациями качественного и количественного минералогического состава. В пределах его устанавливаются следующие разновидности, в большинстве случаев выделяющиеся только под микроскопом: плагиоклазиты, лейкократовое габбро (оливиновое и ортоклазовое), габбро (оливиновое, ортоклазовое, оливино-ортоклазовое, слюдистое, слюдисто-оливино-ортоклазовое), рудные пироксениты, перидотиты и амфиболиты. Все эти породы характеризуются серой или темно-серой окраской и среднезернистым сложением. В составе их главную роль играют лабрадор-битовнит (50—80% An), титанистый авгит, оливин (12—15%  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ) и барийсодержащий ортоклаз — гиалофан (Ожинский 1938 г.), содержание которых варьирует в широких пределах. Местами в значительном количестве присутствуют рудный минерал (магнетит, титаномагнетит, ильменит), биотит и акцессорный апатит.

Процессы аутометаморфизма развиты в незначительной степени и выражены в образовании келифитовых актинолитовых каемок на границе зерен оливина и рудных минералов с плагиоклазом, развитии керсутита, обыкновенной роговой обманки и биотита по пироксену.

Структура — аллотриоморфная для плагиоклазитов, гипидиоморфная и габбровая для других пород и сидеронитовая для рудоносных разновидностей.

Наиболее обычный порядок кристаллизации данного комплекса следующий плагиоклаз → плагиоклаз + пироксен + оливин → оливин + руда + апатит → руда + апатит.

Среди пород комплексов плагиоклазит — рудный перидотит и крупнозернистое габбро — среднезернистое габбро можно выделить следующие нисходящие сингенетические ряды: а) крупнозернистое габбро — среднезернистое полосатое габбро — рудный пироксенит, б) крупнозернистое габбро — среднезернистое полосатое оливиновое габбро — рудный перидотит, в) крупнозернистое габбро — среднезернистое полосатое оливиновое габбро — рудный амфиболит, г) плагиоклазит — среднезернистое оливиновое полосатое габбро — рудный перидотит, д) плагиоклазит — среднезернистое оливино-ортоклазовое рудное габбро, е) слюдяное лейкократовое габбро-слюдистый перидотит.

Как видно, конечными членами магматической дифференциации для габброидов I фазы являются рудные гипербазиты. Этой эволюции химического состава магмы соответствует и порядок кристаллизации слагающих габброиды минералов. Основной особенностью его является ранняя кристаллизация плагиоклаза по отношению к пироксену и оливину, одновременная и более поздняя кристаллизация оливина по отношению к пироксену и выделение рудных минералов после силикатов. Образование окисных рудных минералов после силикатов свидетельствует о фузивном типе ильменито-магнетитового оруденения Елетьезерского массива, возникновение которого связано с кристаллизацией богатой летучими остаточной рудной магмы (Полканов, 1944; Малышев, 1958; Кратц, 1954). Возможно, что одной из основных причин отличного от принципа Боуэна порядка кристаллизации в данном случае является дифференцированное воздействие летучих компонентов на снижение температуры кристаллизации отдельных минералов: наименьшее на основной плагиоклаз, большее на пироксен и наибольшее на оливин и рудные минералы.

II фаза. Дайки диабазов, спессартитов и вогезитов отмечены только в габброидных породах I фазы. Мощность их колеблется от нескольких десятков сантиметров до 20 м. В контактах жильных тел наблюдаются афанитовые зоны закалки. Контактное воздействие со стороны даек диабазов, спессартитов и вогезитов на вмещающие их габброидные породы отсутствует.

Макроскопически диабазы и спессартиты представляют мелкозернистые породы темно-зеленого цвета. Диабазы состоят из зонального плагиоклаза (5—33% An), авгита, обыкновенной роговой обманки и биотита, последовательно замещающих зерна пироксена. Резко отличные от них спессартиты на 70—80% состоят из обыкновенной роговой обманки и альбита. В вогезитах вместо плагиоклаза преобладает микроклин или микроклин-пертит. Во всех жильных породах в небольшом количестве присутствуют титаномагнетит, сфен, апатит и эпидот.

III фаза. В связи с плохой обнаженностью центральной части Елетьезерского массива развитые здесь щелочные породы изучены весьма слабо. Для этого магматического комплекса не установлена ни форма залегания, на характер контактов с вмещающими габброидами, ни взаимоотношения между слагающими его щелочными и нефелиновыми сиенитами. Судя по разрозненным естественным выходам и данным магнитной съемки, щелочные породы образуют узкое тело, вытянутое в субмеридиональном направлении. Характерной особенностью их является наличие первичной полосатости и прекрасно выражен-

ной трахитоидности, обусловленной субпараллельной ориентировкой таблитчатых кристаллов полевого шпата. Судя по характеру соотношений между внутренней структурой базитов и сиенитов, щелочные породы залегают согласно с габброидами в южной части массива и на отдельных участках секут полосатость последних в северной части его. Щелочные и нефелиновые сиениты данного комплекса представляют лейкократовые, преимущественно среднезернистые породы, в основном (85—95%) состоящие из ортоклаза, ортоклаз-пертита, микроклина, альбита, нефелина. Цветные минералы представлены эгирин-авгитом, щелочным амфиболом и биотитом. В незначительных количествах присутствуют ильменит, апатит, кальцит, скаполит, канкринит, сфен, эпидот, флюорит, циркон, анальцит, пирохлор.

Щелочные и нефелиновые сиениты сопровождаются серией жильных производных, образующих нисходящий ряд: сиенит-порфиры, бостониты, щелочные пегматиты и лампрофиры. Сиенит-порфиры и бостониты отличаются от нефелиновых сиенитов только по структуре. Щелочные пегматиты, представляющие светло-серые крупнозернистые породы (размер зерен 2—10 см) по минералогическому составу близки к щелочным и нефелиновым сиенитам, отличаясь от них повышенным содержанием эпидота, амфибола и слюдистых минералов, а также циркона и пирохлора.

Согласно данным И. С. Ожинского (1938 г.), подтвержденным и развитым в последующих исследованиях А. И. Богачева и С. И. Зака (1957 г.), наблюдения над формой жил щелочных пегматитов и их взаимоотношениями с вмещающими габброидами свидетельствует о сложном их генезисе. С одной стороны, целый ряд признаков указывает на метасоматическое происхождение данных жил. К этой категории признаков относится наличие в них ксенолитов вмещающих габброидных пород и спессартитов, в различной степени измененных процессами метасоматоза. Внутри таких ксенолитов наблюдаются многочисленные порфиробласты щелочного полевого шпата (пертиты и антипертиты), размером до 10—15 см. Форма жил щелочных пегматитов в большинстве случаев очень сложная, ветвящаяся, с сильно извилистой контактовой поверхностью и бухтообразными ветками щелочного пегматита во вмещающие габброидные породы. Иногда устанавливается, что образование таких карманов не сопровождается какими-либо тектоническими подвижками или изменениями в простирации полосатости вмещающих пород.

В других случаях присутствие в щелочных пегматитах повернутых ксенолитов габброидов, наличие четких прямолинейных (не тектонических) секущих контактов со смещением полосатости при переходе от одного контакта жилы к другому указывает на магматическую природу этих жильных образований.

Нередко жилы пегматитов приурочены к локальным зонам расщепления во вмещающих габброидах. С другой стороны, сами щелочные пегматиты местами расщеплены, милонитизированы и по разломам залечены массивными пегматитами того же состава.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что щелочные пегматиты Елетьзерского массива представляют собой поздние дифференциаты щелочных и нефелиновых сиенитов. Процесс становления их является длительным, многоступенчатым, протекающим при значительной роли явлений, метасоматоза, обусловленных химической активностью щелочной магмы.



Химическая характеристика пород Елетьозерского массива приведена в табл. 49.

Судя по приведенным данным, исходной для этого массива, по-видимому, была магма, близкая к составу оливинового базальта, которая дала начало всему встречающемуся здесь разнообразию магматических пород. Более кислый состав первых порций магмы, образовавшей породы раннего краевого комплекса (мелко- и среднезернистое габбро I фазы), возможно, объясняется контаминацией ее материалом вмещающих гранитоидов различного состава.

Дальнейшая эволюция магмы шла в направлении образования резко недосыщенных  $\text{SiO}_2$  гипербазитов, богатых рудным веществом с одновременным обогащением ее щелочами. Такое соотношение между  $\text{SiO}_2$  и щелочами создает потенциальную возможность появления нефелинсодержащих пород.

Последующее эволюционное развитие такой магмы привело к появлению нефелиновых сиенитов миаскитового типа с коэффициентом алкаитности  $\frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ , равным 0,72.

Необходимо отметить, что щелочные пегматиты данного комплекса несколько отклоняются от нефелиновых сиенитов в сторону габброидов, что, по-видимому, обусловлено большой ролью процессов щелочного метасоматоза, сопровождавших образование этих жильных пород.

Одним из наиболее сложных вопросов геологии Елетьозерского массива является вопрос о возрасте вмещающих ее пород. Ю. С. Неуструев, И. С. Ожинский и В. Е. Романов гранитоиды, окружающие данное тело, считали более древними и относили их к архею.

В результате работ С. И. Зака и А. И. Богачева (1955—1958 гг.) установлен ряд фактов, которые указывают на более молодой возраст части окружающих гранитных пород по отношению к габброидам Елетьозерского массива.

Судя по геологической карте (см. рис. 71), комплекс мелкозернистого габбро, представляющего краевую фацию данного интрузивного тела, не прослеживается непрерывно по периферии его. Окружающие массив граниты контактируют не только с этими породами, но и с комплексом крупнозернистого габбро — среднезернистого полосатого габбро. По западному и восточному краям массива положение контакта габброидов с гранитоидами в ряде случаев свидетельствует о срезании внутренней структуры массива плоскостью контакта. Основные породы в краевой зоне мощностью до 50—80 м местами отчетливо расланцованы, инъецированы плаггио-микроклиновым материалом с образованием послойных мигматитов и агматитов и пересечены отдельными жилами гранитов мощностью до 0,5 м.

В гранитоидах в зоне контакта мощностью до 300—400 м местами встречаются ксенолиты основных пород, в той или иной степени измененных в результате метасоматоза.

Таким образом, присутствие в данном районе гранитов более молодых, чем основные породы Елетьозерского массива, сомнений не вызывает. Однако вследствие недостаточной изученности отделение их от более древних гранитоидов, представляющих фундамент, в который внедрился Елетьозерский массив, пока не представляется возможным. Также неясен и характер гранитоидов, прорывающих габброиды этого интрузивного комплекса. Являются ли они производными широко развитых в данном районе поздних гранитоидов нижнего протерозоя или же

Окислы	Породы I фазы					Породы II фазы				Породы III фазы		
	габбро				Среднезернистый рудный перидотит	габбро		жильные		Нефелиновый сиенит	Жильный сиенит-порфир	Щелочной пегматит
	оливиноанортитовое	мелкозернистое	крупнозернистое	среднезернистое лейкократовое		среднезернистое рудное оливиноортоклазовое	среднезернистое лейкократовое ортоклазовое	Диабаз	Спессартит			
	Ельгозерский массив											
южная часть массива	Северная Сури-вара				Нято-вара				центральная часть массива	Нято-вара	Северная Сури-вара	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
SiO <sub>2</sub>	45,61	46,32	36,38	45,56	14,20	30,14	48,87	41,60	41,76	55,45	55,65	54,40
TiO <sub>2</sub>	0,43	1,15	2,92	1,44	14,35	10,64	1,51	2,78	2,54	0,37	0,18	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,64	16,78	26,97	28,37	10,28	8,31	25,53	16,25	15,23	21,32	20,47	22,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,91	3,76	7,02	0,97	27,54	7,20	1,75	3,65	5,41	1,54	3,63	2,45
FeO	5,39	6,26	8,94	3,83	20,85	13,99	2,72	12,22	10,63	2,68	3,47	2,98
MnO	0,12	0,18	0,19	0,05	0,31	0,23	0,02	0,24	0,34	0,06	0,37	0,07
MgO	16,87	7,71	6,08	1,94	6,48	8,86	1,49	5,72	5,25	0,18	0,44	2,39
CaO	16,91	15,66	7,84	14,48	4,07	11,28	7,68	11,57	11,46	0,95	2,17	7,71
Na <sub>2</sub> O	0,77	1,04	0,84	2,00	Не обн.	0,29	3,85	2,32	3,02	6,99	7,97	1,40
K <sub>2</sub> O	0,51	0,51	0,19	0,42	0,40	1,32	1,14	1,37	1,48	8,39	5,30	4,35
						2,53						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	—	—	0,44	Не опр.	3,67	33,00	0,91	0,91	0,06	0,11	Не опр.
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,07	0,09	0,02	0,30	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0,14	0,17	0,30	0,11	0,21	0,21	—	0,04	0,08	0,15	0,07	0,17
П.п.п.	1,88	0,37	1,57	0,25	0,85	1,56	0,83	1,59	1,87	1,98	0,98	0,34
Сумма	100,47	99,98	99,93	99,88	99,56	99,88	100,33	99,39	100,26	99,98	100,12	100,22

Анализы по А. И. Богачеву и С. Н. Заку (1958 г.).

это чисто локальные реоморфизованные породы, возникшие при воздействии основной магмы на вмещающие граниты и гранито-гнейсы, неясно. В всяком случае, кислые породы, прорывающие габбро Елетьозерского массива, по составу и структуре резко отличаются от щелочных гранитов массива Гремяха — Вырмес Кольского полуострова, который по петрографическим ассоциациям, последовательному ходу развития и данным абсолютной геохронологии, по-видимому, является аналогом Елетьозерского массива.

Ю. С. Неуструев и И. С. Ожинский считали Елетьозерский массив трещинной, дифференцированной интрузией, внедрившейся по расколу северо-северо-западного простирания в древнем архейском основании. В. Е. Романов рассматривал данное тело как интрузию центрального типа, внедрившуюся по кольцевому разлому. Согласно более поздним исследованиям А. И. Богачева и С. И. Зака, это — интрузия средних глубин, по своему внутреннему строению являющаяся промежуточной между типичными интрузиями трещинного и центрального типа.

Как видно из геологической карты (рис. 71), основные породы I фазы образуют неправильное, вытянутое в северо-западном направлении кольцо, широкое на севере и северо-западе и заметно сужающееся на юго-западе и юго-востоке. В южной части данного кольца наблюдается постепенное выклинивание комплексов крупнозернистого габбро — среднезернистого полосатого габбро и плагиоклазита — рудного перидотита в породах комплекса мелкозернистого габбро.

Полосатость основных пород преимущественно (за исключением горы Нято-вара) имеет крутые углы падения ( $50-90^\circ$ ). Преобладающее направление падения варьирует от северного и северо-восточного в южной и северной частях массива до восточного в центральной части его.

В направлении линейности, преимущественно погружающейся к северо-востоку, не наблюдается определенной закономерности, характерной для интрузий центрального типа.

В южной части массива полосатость и трахитоидность щелочных пород ориентирована в субмеридиональном направлении с падением под углом  $60-80^\circ$  к юго-западу на западном и к северо-востоку на северном берегу оз. Верхнее Черное. В северной части массива простирание этих структурных элементов отклоняется до субширотного с падением к югу под теми же углами. Таким образом, основные породы I фазы, по-видимому, образуют трубообразное тело, наклоненное в северо-восточном направлении. Что касается щелочных пород III фазы, внедрение их, очевидно, происходило по крутопадающему, субмеридиональному разлому, несколько не совпадающему с путями проникновения основной магмы.

Ю. С. Неуструевым и И. С. Ожинским Елетьозерский массив по наличию в составе его щелочных и нефелиновых сиенитов относился к магматическим образованиям палеозоя. Однако определения абсолютного возраста гранитов, прорывающих габброиды краевой зоны и нефелиновых сиенитов центральной части массива, дали соответственно цифры 1670 и 1550—1600 млн. лет (кали-аргоновый метод, Герлинг), что свидетельствует о протерозойском возрасте этих пород.

В Елетьозерском массиве известно ильменито-магнетитовое оруденение, пространственно и генетически связанное с основными породами первой фазы, и редкометальная минерализация, приуроченная к щелочным пегматитам.

## ПАЛЕОЗОИ

## ВВЕДЕНИЕ

В северной части Карелии (по современному административному делению отвечающей юго-западной части Мурманской области) известно несколько небольших интрузивных тел, представленных комплексом ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. Это массивы Вуори-Ярви, Колвикский, Саланлатвинский, мелкие тела пироксенитов, карбонатных и кварц-карбонатных пород, расположенных к востоку от оз. Вуори-Ярви. Данные тела по внутреннему строению, последовательности образования, петрографическим ассоциациям, минералогии, металлогении и химизму чрезвычайно близки к массивам Б. Ковдорский, Салмогорский, Себляврский, Лесная Варака и другим Кольского полуострова. Все перечисленные массивы обладают рядом особенностей, позволяющих выделить их в единую возрастную и генетическую группу, получившую название Карело-Кольской петрографической провинции ультраосновных, щелочных и карбонатных пород (Н. А. Волотовская, А. А. Кухаренко). Методом абсолютной геохронологии по гелию и аргону для нее получены цифры  $380-428 \cdot 10^6$  лет, отвечающие нижнепалеозойскому (каледонскому) интрузивному циклу (Герлинг, 1958).

Массивы, представляющие Карело-Кольскую петрографическую провинцию, пространственно тяготеют к окраинам крупных прогибов в архейском кристаллическом фундаменте, выполненных осадочно-эффузивными образованиями протерозоя. По-видимому, все они приурочены к крупным радиальным разломам западно-северо-западного направления, субпараллельным длинной оси Кольского полуострова. По представлениям А. А. Полканова (1936), это — разломы каледонского времени, с которыми связано грабенообразное опускание свиты Кильдина — Рыбачьего, района Кандалакшского залива и т. д. В пределах Кольского полуострова и Северной Карелии намечается три таких ослабленных пояса, маркирующихся нижнепалеозойскими (каледонскими) интрузиями ультраосновных, щелочных и карбонатных пород: южный — Кандалакшский, центральный — Ковдозерско-Салмогорский и северный Себляврский. К центральной части южного пояса, западное продолжение которого уходит на территорию Финляндии, принадлежит северо-карельская группа.

*Массив Вуори-Ярви*

Массив Вуори-Ярви расположен в юго-западной части Мурманской области к югу от ж.-д. ветки Ручьи—Куола-Ярви. Краткие сведения о нем имеются в работе В. Хакмана и В. Вилкмана (Hакман, Wilkman, 1929), отметивших глыбы щелочных пород и «известняков» на северо-восточном побережье оз. Вуори-Ярви. Развитые здесь карбонатные породы рассматривались этими авторами как осадочные образования, глубоко измененные щелочной интрузией, несущей титаномагнетитовое оруденение. Несколько более детально был изучен комплекс жильных щелочных пород ущелья Пюхя-Куру, примыкающего к оз. Вуори-Ярви с запада. Первое описание его принадлежит В. Рамсею и Ньюхолму (Ramsay, Nyholm, 1895). Позднее появилась небольшая работа Санделли (Sandelly, 1905), посвященная химической характеристике канкринитовых сиенитов и нефелиновых сиенитов этого уча-

стка. Наконец, в 1925 г. щелочные породы Пюхя-Куру были описаны В. Хакманом (Hakman, 1925) в специальной статье.

Систематическое изучение массива Vuori-Yarvi было начато Н. А. Волотовской (1947—1948) и продолжено Е. Б. Гупгор (1949—1950), В. В. Фиженко и Г. С. Титовой (1950—1951) и Г. А. Ильинским (1951—1954).

Массив Vuori-Yarvi, залегающий среди гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов архея, представляет удлиненное тело площадью 19,5 км<sup>2</sup>, вытянутое в широтном направлении (рис. 72). Это сложная интрузия центрального типа, сформировавшаяся в следующей последовательности.

В I и II магматические фазы развития ее были образованы вначале рудные пироксениты с подчиненными им рудными оливинитами и перидотитами, а затем щелочные породы ийолит-якупирангитовой серии. В III пневматолитовую фазу сформировались магнетитовые руды различного состава и в IV гидротермальную стадию — карбонатиты.

Центральная часть массива площадью около 11,6 км<sup>2</sup> в основном сложена пироксенитами, несущими титаномagnetито-перовскитовое оруденение. Краевая зона его представлена щелочными породами, образующими коническую интрузию, круто падающую к центру массива. В восточной части массива (вершины Нескевара и Тухтавара) пироксениты прорываются магнетитовыми рудами различного состава. Весь этот комплекс рассечен карбонатитами, образующими как систему жил различной величины и формы, так и крупные линзовидные или неправильные тела длиной до сотен метров. С воздействием карбонатитов связано изменение пироксенитов, местами превращенных в своеобразную тремолито-слюдяно-карбонатную породу.

Массив Vuori-Yarvi окружен зоной метасоматически измененных гнейсов и гнейсо-гранитов архея, превращенных в различные члены контактной, фенитовой серии. Ультраосновные породы центрального ядра, ийолит-якупирангиты краевой зоны и фениты контактного ореола секутся мелкими жилками альбититов и кальцито-эгириновых пород, по составу близких к рингитам, впервые описанным В. Бреггером (Brögger, 1920) для области Фен в Норвегии.

В ущелье Пюхя-Куру, примыкающем к оз. Vuori-Yarvi с запада, фенитизированные гнейсы и гнейсо-граниты архея пересечены системой жил нефелинового порфира, тингуайта и канкринитового сиенита мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м. Небольшие жилки этих же пород отмечены В. В. Фиженко среди ийолит-мельтейгитов краевой конической зоны.

Стратиграфическое положение массива Vuori-Yarvi установлено только относительно вмещающих гнейсо-гранитов архея. Согласно данным определения абсолютного возраста (380—402 · 10<sup>6</sup> лет, Герлинг, 1958 г.), произведенным аргоновым методом по флогопиту, он может быть отнесен к каледонскому времени. По петрографическим ассоциациям, внутренней структуре, химизму, последовательному ходу развития и характеру металлогении этот массив настолько близок к комплексу ультраосновных, щелочных и карбонатных пород Кольского полуострова (массивы Бол. Ковдорский, Африканда, Лесная и Озерная вараки и т. д.), что принадлежность их к единой возрастной и генетической группе сомнений не вызывает. Пироксениты Vuori-Yarvi представляют собой темно-зеленую (до черной) средне- или крупнозернистую породу, с поверхности сильно дезинтегрированную. В восточной части

массива местами наблюдается неясная полосатость и трахитоидность, ориентированные параллельно контурам интрузивного тела с падением к центру его под углами  $65\text{--}80^\circ$ . Направлению полосатости подчинены небольшие (от нескольких сантиметров до  $50\text{--}80\text{ м}$ ) шлировые тела

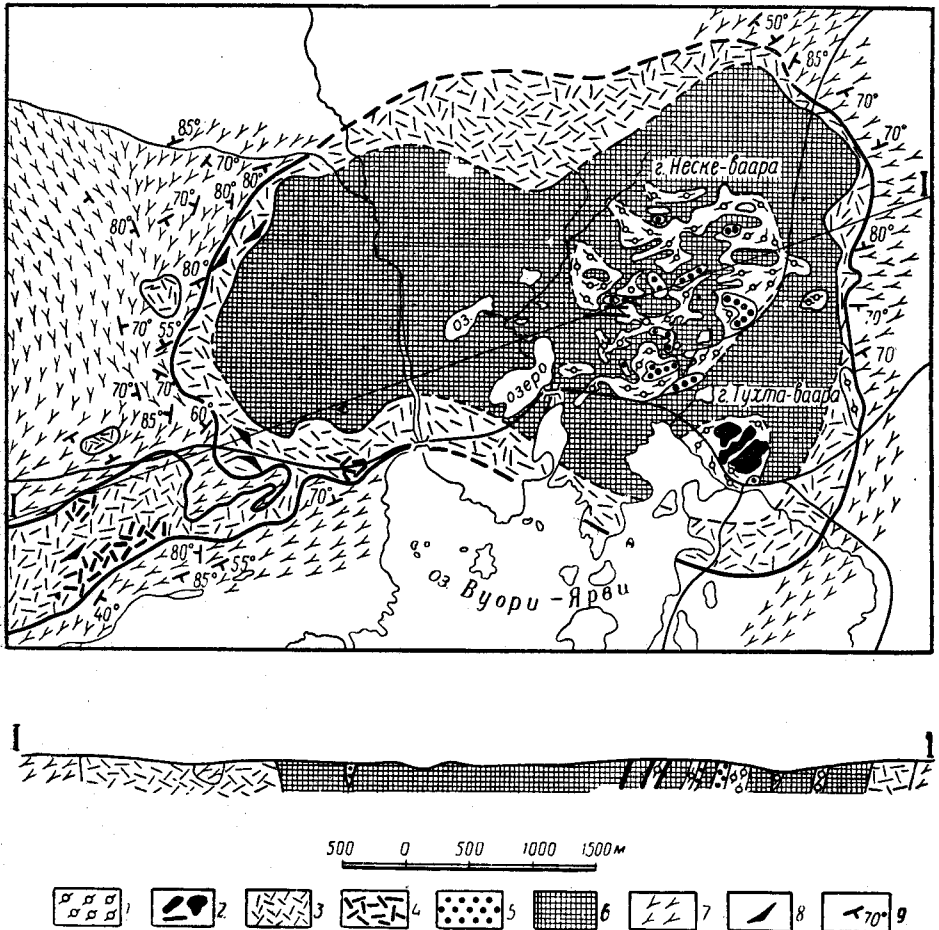


Рис. 72. Геологическая карта массива Вуори-Ярви  
(по В. В. Фиженко и Л. С. Титовой, 1952)

Палеозой: 1 — карбонаты; 2 — магнетитовые руды различного состава; 3 — щелочные породы (иёлиты, мельтейгиты, якупирангиты); 4 — малиньиты; 5 — оливиниты и перидотиты; 6 — рудные пироксениты. Архей: 7 — фенитизированные гнейсо-граниты; 8 — полосатость в породах массива; 9 — гнейсовидность

мелкозернистых пироксенитов, перидотитов и оливинитов, а также жилы и линзы более поздних магнетитовых руд. Средне- и крупнозернистые пироксениты центрального ядра на  $60\text{--}90\%$  состоят из диопсид-геденбергита, в зоне контакта с иёлит-мельтейгитами, обрастающего каймой эгирин-авгита. В подчиненном количестве в породе присутствуют флогопит (вермикулит), появление которого связано с автометаморфным изменением пироксена, титаномagnetит, перовскит, апатит, изредка вторичный амфибол (обыкновенная роговая обманка).

Структура этих пород сидеронитовая, обусловленная присутствием рудного мезостазиа, цементирующего зерна силикатов, реже аллотриоморфная. Титаномagnetит и перовскит, содержание которых варьирует в широких пределах, образуют рассеянную вкрапленность или небольшие гистерогенные шлиры, представляющие локальные зоны концентрации остаточной рудной магмы (рис. 73). В зоне контакта с карбонатами в пироксенитах обычно появляются кальцит, тремолит и оранжево-бурая слюдка по оптическим свойствам близкая к манганофиллиту. Там, где явления кальциевого метасоматоза проявлены наиболее интенсивно, наблюдается полное превращение их в медно-бурую слюдяно-тремолито-карбонатную породу.

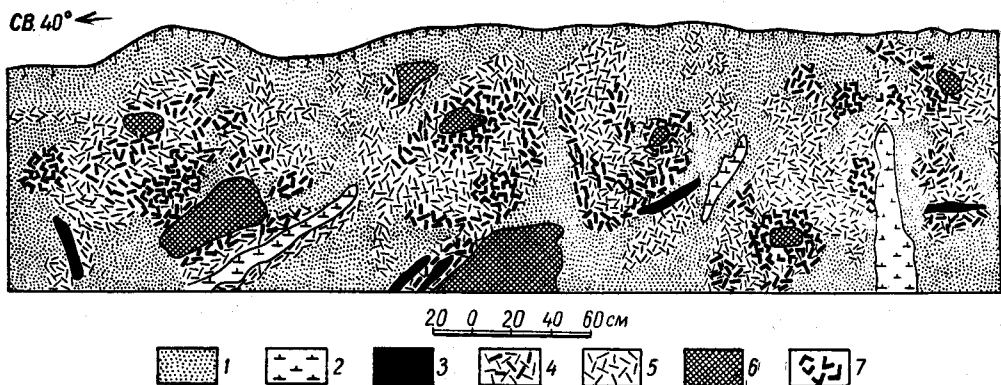


Рис. 73. Рудные пироксениты с гнездами титаномagnetита, зонами ослюденения и жилками карбонатов (по Н. А. Вологовской, 1948)

1 — пироксениты дезинтегрированные до разнозернистого песка; 2 — карбонаты; 3 — ийолит-пегматиты; 4 — зоны обогащения слюдой; 5 — слюdistые пироксениты; 6 — титаномagnetит; 7 — крупнозернистые рудные пироксениты

Мелкозернистые слюдяные пироксениты отличаются от разновидностей, описанных выше, только размером зерен. В перидотитах, наряду с диопсид-геденбергитом в варьирующем количестве присутствует форстерит ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ) 4—6%. Наконец, оливиниты в основном состоят из форстерита и резко подчиненного количества перовскита, флогопита и карбоната.

Щелочные породы, представленные ийолитами, ийолит-мельтейгитами, мельтейгитами, реже якупирангитами и малиньитами, слагают краевую зону массива мощностью в 100—400 м, которая на западе осложнена крупной, неправильной апофизой площадью около 1,5 км<sup>2</sup>. Небольшие тела этих же пород площадью в доли квадратных километров известны к северо-западу от Вуори-Ярви среди вмещающих гнейсогранитов архея.

Щелочной комплекс главного массива в зоне эндоконтакта мощностью до 30—40 м местами имеет отчетливую полосатость, проявляющуюся в тонком (от миллиметров до 1,5—2,0 см) параллельном чередовании пород различного состава и структуры. Простираение полосатости параллельно внешнему контуру интрузивного тела, падение к центру его под углами 60—70°.

Стратиграфические соотношения между ультраосновными и щелочными породами массива Вуори-Ярви отчетливо документируются наличием ряда жил ийолит-мельтейгита и ийолит-пегматита в пироксенитах, перидотитах и оливинитах I интрузивной фазы.

Контакты жил резкие, прямолинейные, мощность от 1—2 м до 0,5—1,5 м. Н. А. Вологовской в восточной части массива наблюдалось пересечение жильных ийолит-мельтейгитов мелкими жилками ийолит-пегматитов, являющихся, таким образом, остаточными дифференциатами щелочной магмы.

Ийолиты, ийолит-мельтейгиты и мельтейгиты представляют темно-серые мелкозернистые породы, в основном состоящие из нефелина и эгирин-диопсида. Обычно в том или ином количестве в них присутствуют канкринит и цеолиты (натролит или гидронефелин), явно развивающиеся по нефелину, титанистый гранат-меланит, титаномагнетит, биотит, изредка щелочная роговая обманка типа кроссита, кальцит и акцессорные минералы: сфен, апатит, редко циркон. В контактах с пироксенитами местами появляются отдельные крупные зерна перовскита.

Якупирангиты по качественному составу аналогичны ийолит-мельтейгитам, от которых они отличаются высоким содержанием цветных минералов (до 80—90 %).

Ийолит-пегматиты, местами переходящие в пегматоидные уртиты, образуют многочисленные жилки мощностью от нескольких миллиметров до 15—20 см. Это массивные крупнозернистые породы, в основном состоящие из нефелина и эгирин-диопсида, темно-зеленые столбчатые кристаллы которого часто ориентированы перпендикулярно плоскости контакта. В небольшом количестве в них присутствуют канкринит и натролит, образующиеся при замещении нефелина, мелкие зерна титаномагнетита, кальцита и акцессорные: сфен и апатит.

Магнетитовые руды, представленные апатит-оливиновыми, кальцит-apatит-оливиновыми и апатит-оливин-кальцитовыми разновидностями, образуют многочисленные линзовидные и жильные тела мощностью от 2 до 30—40 м и длиной до 150—180 м, редко до 350 м. В юго-восточной части массива преимущественное простирание их СВ 50—70°, преимущественное падение на северо-западное под углами 70—85°, в северо-восточной близкое к широтному с падением к югу под углами 40—80°. Таким образом, подобно щелочным породам второй фазы, этот рудный комплекс, по-видимому, приурочен к системе конических трещин, круто падающих к центру интрузивного тела. Контакты руд с пироксенитами обычно резкие. Часто в рудных телах включены ксенолиты вмещающих пород различной величины и формы. Структура руд пятнисто-вкрапленная, вкрапленная, реже пятнистая, местами оолитовая. Иногда в рудных телах наблюдаются зоны брекчирования, обычно сцементированные более поздним карбонатом.

Апатито-оливиновые руды с поверхности сильно заохрены. Апатито-оливино-кальцитовые разновидности обычно имеют серовато-зеленую окраску и пятнистую текстуру, обусловленную гнездовым распределением карбоната. Наконец, существенно кальцитовые разновидности, по содержанию карбоната выходящие за пределы кондиционных железных руд, по внешнему облику близки к карбонатитам. Оливин магнетитовых руд представлен почти чистым форстеритом. В апатито-кальцитовых разновидностях он частично или полностью замещен серпентином, клиногумитом, реже мелкочешуйчатым идингситом. В группе слюд господствующим распространением пользуется табачно-зеленый, гидратизированный флогопит (вермикулит). Подчиненную роль играет меднобурая слюдка, по оптическим константам близкая к манганофиллиту. Апатит представлен существенно фтористой разновидностью,



характерной для всех месторождений данного типа. Из аксессуарных минералов постоянно присутствует бадделейт ( $ZrO_2$ ), реже пироксид, редкоземельный циркон (малакон), местами сфен и изредка циркелит.

Судя по особенностям минералогического состава, образование магнетитовых руд Вуори-Ярви шло при участии громадного количества летучих компонентов, среди которых главную роль играли  $CO_2$ ,  $H_2O$ ,  $P_2O_5$  и F. Такой насыщенный параами и газами остаточный рудный материал, по своему физико-химическому состоянию, очевидно, приближался к пневматолитам, представляющим промежуточное звено между магматическими образованиями двух первых фаз и более поздними карбонатитами. По составу, структуре и стратиграфическому положению в последовательном ходе развития данного комплекса эти руды совершенно аналогичны магнетитовым рудам Ковдорского массива, для которых достаточно убедительно устанавливается тот же пневматолитический генезис (Волотовская, 1951 г., 1958).

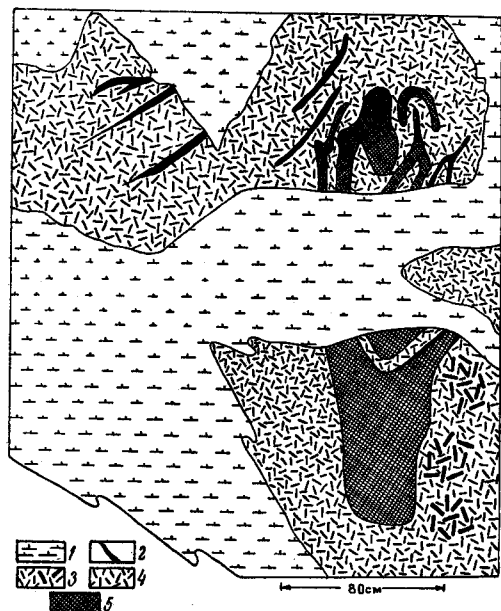


Рис. 74. Пироксениты с гнездами титаномагнетита и жилами ийолит-пегматита, рассеченные жилами карбонатитов (по Н. А. Волотовской, 1948)

1 — карбонатиты; 2 — жилные ийолит-пегматиты; 3 — ослюдевшие пироксениты; 4 — рудные пироксениты; 5 — гнезда титаномагнетита

наличием ряда апофиз. В некоторых жилах включены ксенолиты вмещающих пород и руд различной величины и формы (рис. 74).

По особенностям текстуры и состава среди карбонатитов Вуори-Ярви выделяются разновидности. Господствующим распространением пользуются белые, светло-желтые, редко розовато-желтые карбонатиты, на 85—90% состоящие из кальцита с незначительной примесью молекулы доломита. В небольшом количестве в породе присутствуют магнетит, светло-зеленый флогопит, медно-бурая слюдка манганофиллитового типа, апатит, изредка форстерит, отдельные мелкие кристаллики пирохлора и местами актинолит, обычно тяготеющий к зоне контакта с пироксенитами. Нередко порода имеет отчетливую полосатость, проявляющуюся в параллельном, пластообразном чередовании среднезернистых разновидностей, обогащенных магнетитом, слюдой и фосфатами с крупнозернистыми карбонатитами, заметно обедненными второстепенными минералами. В ряде случаев устанавливается, что эта полосатость является параллельной плоскости контакта с вмещаю-

шими породами (рис. 75). Подчиненную роль играют светлые зеленовато-голубые, тонкосланцеватые карбонатиты с повышенным содержанием актинолита, апатита и своеобразного вторичного фосфата—даллита. Обычно хорошо выражена тонкая полосатость, обусловленная параллельным чередованием пропластков мономинерального карбонатита с зонами обогащения амфиболом и фосфатами.

По данным Н. А. Волотовой (1958), сланцеватые карбонатиты представляют тектониты, образовавшиеся за счет массивных разновидностей при движениях, имевших место в последнюю стадию формирования сложного магматического комплекса Вуори-Ярви. В силу относительной пластичности и легкой текучести карбоната эти движения при-

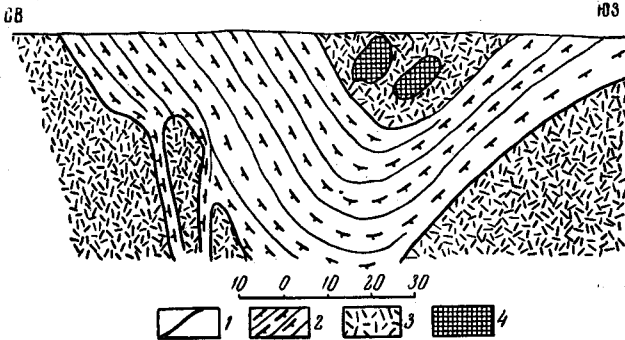


Рис. 75. Полосатость и сланцеватость карбонатитов, ориентированные параллельно плоскостям контактов слагаемых ими жильных тел

(по Н. А. Волотовой, 1948)

1 — оторочка актинолита; 2 — сланцеватый жильный карбонатит;  
3 — пироксенит; 4 — титаномagnetит

водили не столько к механическому дроблению, сколько к перекристаллизации с образованием резко ориентированных структур, скалыванию и скольжению по плоскостям расколов. В обеих разновидностях в небольшом количестве присутствуют сульфиды, представленные пирротинном, реже пиритом, в единичных случаях борнитом, ковеллином и галенитом. Исключительно редко в них встречается мелилит, в той или иной степени замещенный вторичным мелкозернистым кальцитом.

Очевидно, с этой же IV фазой развития массива связаны эгирино-кальцитовые и сфено-кальцитовые породы, сосредоточенные в восточной части данного тела. Эгирино-кальцитовые породы образуют жилы мощностью от сантиметров до 1—1,2 м в пироксенитах центрального ядра и ийолит-якупирангитах краевой зоны. В небольшом количестве в них присутствуют апатит и сфен.

Сфено-кальцитовые породы, пространственно тесно связанные со сланцеватыми карбонатитами, залегают в них в виде небольших пластовых линз. По-видимому, это последние остаточные выносы данного магматического очага, несомненно более поздние, чем вмещающие их карбонатиты.

По представлениям ряда исследователей (Н. А. Волотовская, В. В. Фиженко, Б. К. Львов), карбонатиты Вуори-Ярви являются гидротермальными образованиями. При формировании их, по-видимому, большое значение имели явления кальциевого метасоматоза. Источником кальция, необходимого для этого процесса, очевидно, слу-

жили пироксениты, при ослоднении которых высвобождалось значительное количество Са (и Mg), игравшего большую роль в постмагматическую стадию развития данного интрузивного тела.

В восточной части массива Е. Б. Гуптор была обнаружена зона брекчии, в которой остроугольные ксенолиты пироксенита и прорывающего его карбонатита сцементированы белым натечным фосфатом штаффелитом. Согласно более поздним исследованиям Г. А. Ильинского (1955 г.), это — линзовидное тело мощностью в 30—40 м, падающее к центру массива под углами 50—60°. Появление штаффелита в нем связано со вторичным изменением апатитсодержащих пород в поверхностной части локальной зоны дробления.

Контактная зона массива. Массив Вуори-Ярви окружен зоной метасоматически измененных гнейсо-гранитов архея. В северо-западной части контактного ореола его наблюдается ряд переходов от контактных ийолитов, обычно значительно обогащенных титанистым гранатом (меланитом) через нефелин и канкринит, содержащие фениты, к разновидностям, по минералогическому составу отвечающим щелочным сиенитам (Фиженко). Эти последние по мере удаления от массива постепенно переходят вначале в сильно фенитизированные гнейсо-граниты и далее в слабо измененные разновидности. В последних процессы щелочного метасоматоза проявляются в образовании венчиков эгирина вокруг биотита, кварца, полевого шпата и мелких (от миллиметров до 2,5 см) жилков его по трещинам сланцеватости, отдельности и другим ослабленным зонам. Здесь же имеет место замещение олигоклаза узкой каймой водяно-прозрачного альбита. Общая мощность контактового ореола, в котором наблюдаются следы воздействия щелочной интрузии, колеблется от 0,5—1,0 до 4,0 км. Для узкой внутренней зоны его, ширина которой обычно не превышает десятка метров, характерна парагенетическая ассоциация: щелочной полевой шпат (микроклин, микроклин-пертит, альбит), эгирин-авгит, местами нефелин, канкринит. Для средней и внешней части экзоконтактной зоны типичными новообразованиями являются эгирин, альбит и небольшое количество щелочного амфибола ряда гастингсита.

В западной части массива и контактного ореола его, ийолит-мельтейгиты краевой зоны и фенитизированные гнейсо-граниты архея расчленены мелкими жилками нефелиновых порфиров и тингуаитов мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м. Это темно-серые (порфиры) или темно-зеленые (тингуаиты) мелкозернистые породы с изометричными вкрапленниками калиевого полевого шпата и правильными кристаллами нефелина. Микрогранитная или грубомикроклиновая трахитоидная основная масса их состоит из микроклина, микроклин-пертита, альбита, канкринита, часто нефелина и щелочного пироксена. В небольшом количестве в обеих породах присутствуют щелочной амфибол, биотит, цеолит, кальцит и из аксессуарных — рудный минерал, сфен, апатит и гранат-меланит. Микроклин с краев часто обрастает альбитом, имеющим типичную шахматную структуру. Нефелин в различной степени замещается канкринитом и натролитом. Пироксен в основном представлен эгирин-авгитом, обычно с краев обрастающим каймой гравяно-зеленого эгирина.

В одном из выходов по ущелью Пюхя-Куру Н. А. Волотовой (1948 г.) были отмечены канкринитовые сиениты, отличающиеся от жильных пород, описанных выше, среднезернистой структурой, относительно лейкократовым характером и полным отсутствием нефелина.

Окислы	Породы I фазы		Породы II фазы		Магнетитовые руды III фазы		Породы IV фазы	Породы контактного ореола	Среднее взвешенное (содержание, приведенное к соответствующей площади)		
	Пироксениты	Титаномагнетито-перовскитовые руды	Йиолит-мельтейгиты краевой зоны	Жильные йиолит-пегматиты	Руды апатито-оливино-кальцитовые	Оолитовые руды	Карбонаты	Фенитизированные гнейсо-граниты	Вуори-Ярви	Б. Ковдорский	Африканда
	3	3	3	1	12	1	3	2			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	38,08	4,75	38,98	40,18	12,17	9,12	0,75	58,10	36,31	39,49	39,61
TiO <sub>2</sub>	5,34	20,05	2,22	0,13	1,08	1,20	0,06	0,74	3,96	1,22	4,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,57	1,69	15,96	17,25	2,02	0,70	0,37	14,21	8,89	7,59	5,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,44	31,89	5,91	8,48	21,64	36,04	1,40	3,32	7,92	7,28	7,68
FeO	6,25	15,99	4,18	4,86	11,13	16,91	1,39	2,78	5,51	4,81	6,26
MnO	0,18	0,35	0,30	0,20	0,18	0,50	0,30	0,15	0,23	0,21	0,22
MgO	12,40	4,62	3,94	3,90	13,11	16,63	2,14	3,90	8,96	18,81	20,90
CaO	20,24	14,82	15,79	10,16	20,01	6,93	50,49	6,35	20,17	12,66	11,55
Na <sub>2</sub> O	0,46	Her	6,27	9,74	0,19	1,28	0,19	5,79	2,46	2,71	0,96
K <sub>2</sub> O	0,91	—	2,43	2,00	0,53	1,75	0,21	4,64	1,40	1,75	0,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,05	0,88	1,30	6,84	1,58	2,15	0,25	0,75	0,35	0,37
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,12	—	—	0,02	0,06	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,15	0,18	0,35	0,60	0,53	0,06	0,13	0,27	—	—	—
S	—	—	—	—	0,41	—	—	—	—	—	—
F	—	—	0,12	—	0,37	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,52	0,66	2,51	1,20	8,95	7,31	40,72	1,00	—	—	—
Сумма	100,67	100,14	99,84	100,00	99,68	100,16	100,30	100,21	100,06	100,45	99,33

Анализы заимствованы из работ Н. А. Волотовой (1949 г.), В. В. Фиженко (1954 г.) и Г. А. Ильинского (1955 г.).

В табл. 50 приведены химические анализы по силикатным породам, магнетитовым рудам, карбонатитам массива Вуори-Ярви (анализы 1—7) и фенитизированным гнейсо-гранитам контактного ореола его (анализ 8). Для суждения о химическом составе этого тела в целом, здесь же даны средние содержания различных окислов, приведенные к площадям распространения соответствующих пород (так наз. среднее взвешенное, анализ 9). Для сравнения в конце таблицы (анализы 10, 11) приведены средние взвешенные содержания по массивам Большому Ковдорскому и Африканде, представляющим генетические возрастные и петрологические (Б. Ковдорский) аналоги массива Вуори-Ярви.

Как видно из приведенных данных, пироксениты Вуори-Ярви по составу близки к диаллагитам. Щелочные породы этого массива занимают промежуточное положение между ийолитами и основными членами того же генетического ряда — мельтейгитами. Средний состав всех трех массивов в их современном эрозионном срезе попадает в поле распространения ультраосновных пород ряда перидотитов-пироксенитов. Средний состав массивов Вуори-Ярви и Б. Ковдорского близок к анкаратриту. Массив Африканда по основным параметрам А. Н. Заварицкого почти точно отвечает верлиту. Для всех трех тел по сравнению с типичными перидотитами наблюдается повышенное содержание СаО и пониженное MgO, несколько отклоняющее их в сторону пироксенитов типа диаллагитов. Тем не менее, средний химический состав всех этих тел позволяет предполагать образование их за счет ультраосновной магмы, по характеру близкой к перидотитовой.

Фенитизированные гнейсо-граниты контактного ореола значительно отличаются от средних анализов архейских гнейсо-гранитов резким обеднением  $\text{SiO}_2$ , в меньшей степени  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и одновременным обогащением  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO, СаО и щелочами, несомненно связанным с последовательным выносом этих окислов вначале из ультраосновной и затем из щелочной магмы.

В 3 и 5 км к востоку от оз. Вуори-Ярви Е. В. Нефедовым и В. А. Поповой в 1958 г. обнаружены небольшие тела ослюденелых, амфиболизированных и карбонатизированных пироксенитов, представленных титаномагнетито-перовскитовыми и щелочными разновидностями. В 7 км от того же озера ими (1958 г.) встречены небольшие жильные и жилообразные тела пород карбонатного (карбонатиты) и кварц-карбонатного состава, залегающие среди брекчированных, милонитизированных и фенитизированных гранитов архея. По предварительным данным, мощность жил колеблется от нескольких миллиметров до 9 м, а размер жилообразных тел — до  $50 \times 500$  м. Кроме карбоната (кальцит, доломит, сидерит, бастнезит) и кварца (марион), в небольшом количестве в них присутствуют флогопит, эгирин-авгит, цеолиты, фосфат типа франколита-даллита, единичные зерна пирохлора и эвксенита (?). Оба эти объекта пока почти не изучены и требуют дальнейших специальных исследований.

#### *Колвикский массив*

Колвикский массив, расположенный в 4,5 км к северо-западу от оз. Вуори-Ярви, изучен весьма слабо. Судя по отдельным разрозненным выходам, это небольшое изометричное тело площадью около  $2 \text{ км}^2$ . По предварительным данным (Нефедов, Макарова, 1958 г.), он в основном сложен ийолит-мельтейгитами, местами сильно измененными процессами карбонатизации. В краевой зоне его появляются полевошпато-

вые разновидности типа малиньитов и шонкинитов. В ийолит-мельтейгитах, по структуре и составу аналогичных соответствующим породам массива Vuори-Ярви, местами появляется волластонит. Спектральными анализами в щелочных породах этого массива установлены десятые и сотые доли процента ниобия, иттербия, циркония, стронция и тысячные доли индия.

### Саланлатвинский массив

Саланлатвинский массив щелочных и карбонатных пород расположен к юго-западу от ст. Куола-Ярви. Окрыт он в 1957 г. Ш. А. Бойда и Б. И. Серба (1958 г.), в 1958 г. продолжавшими систематическое изучение его. Это изометричное тело площадью около 6 км<sup>2</sup>, залегающее среди метадиабазов протерозоя. Большая, периферическая часть его сложена ийолитами и ийолит-уртитам, с севера, запада и северо-востока окаймленными полукольцом мельтейгитов (рис. 76). В щелочных породах местами наблюдается нерезкая полосатость (по чередованию пропластков, обогащенных и обедненных цветными минералами), наклоненная к центру массива под углами 45—50°. Нередко хорошо выражена линейность, обусловленная субпараллельной ориентировкой столбчатых кристаллов пироксена, преимущественно погружающаяся к востоку. Ийолит-мельтейгиты краевой зоны секутся жилами ийолит-пегматитов мощностью до 12 м и длиной до 250—300 м. Контакты жил обычно резкие, прямолинейные. Реже наблюдаются постепенные переходы их во вмещающие породы. Центральная часть массива площадью около 0,7 км<sup>2</sup> сложена карбонатами, окруженными узкой зоной вторичных магнетито-вермикулито-карбонатных пород. Вмещающие метадиабазы в зоне мощностью 5—6 м несут отчетливые следы щелочного метасоматоза, проявляющиеся в альбитизации и цеолитизации олигоклаз-андезина, биотитизации и хлоритизации амфибола. Во внутренней части экзоконтактной зоны местами появляются отдельные зерна сильно шпреуштейнизированного нефелина.

Ийолит-мельтейгиты и щелочные пегматиты данного интрузивного тела по структуре и составу аналогичны щелочным породам массива Vuори-Ярви.

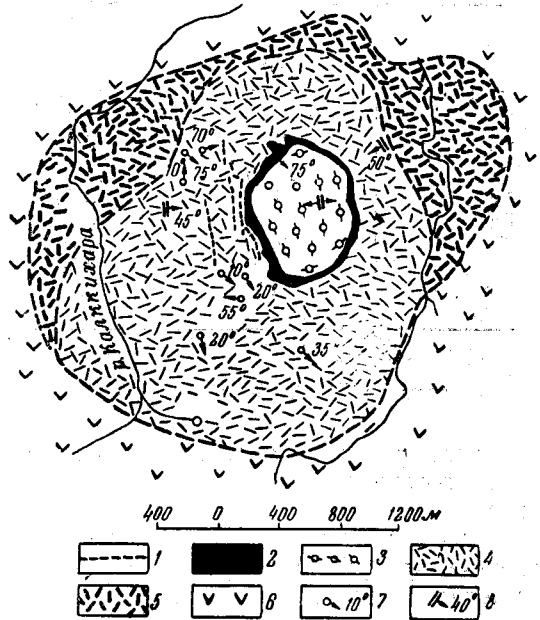


Рис. 76. Схематическая геологическая карта Саланлатвинского массива (по Б. И. Серба и Ш. А. Бойда, 1959)

Палеозой: 1 — жилы карбонаты; 2 — магнетито-вермикулито-карбонатные породы; 3 — карбонаты ядра; 4 — ийолиты, частично ийолит-уртиты; 5 — мельтейгиты, частично ийолиты; протерозой: 6 — метадиабазы; 7 — линейность; 8 — полосатость

Карбонаты, слагающие центральную часть его, представляют светло-серые, серые и темно-серые, мелко- или среднезернистые породы в поверхностной зоне обычно сильно дезинтегрированные. Текстура их преимущественно массивная. Реже в краевой зоне наблюдается нерезкая полосатость и сланцеватость, ориентированные параллельно плоскости контакта с падением, близким к вертикальному. Среди этих пород по характеру породообразующих минералов выделяются кальцитовые, доломито-кальцитовые и барито-доломитовые разновидности. Характер распределения карбонатов различного типа пока точно не установлен.

Таблица 51

Окислы	Мельтейгиты	Ййолиты	Ййолит-уртиты	Карбонаты центральной части ядра
SiO <sub>2</sub>	39,30	42,44	41,44	0,84
TiO <sub>2</sub>	1,72	0,57	0,23	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,97	18,69	25,03	1,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,69	5,27	2,18	2,59
FeO	5,04	4,27	2,29	15,12
MnO	0,20	0,10	0,06	0,90
CaO	17,55	10,50	8,77	20,28
MgO	6,12	5,73	3,54	12,28
BaO	0,08	0,07	0,38	4,66
K <sub>2</sub> O	2,15	3,20	3,00	0,27
Na <sub>2</sub> O	5,00	7,70	5,90	0,20
П.п.п.	1,22	1,07	7,27	37,16
H <sub>2</sub> O	0,22	0,23	0,46	—
Сумма	100,31	99,85	100,55	100,62

Анализы по Ш. А. Бойдо и Б. И. Сербя (1958 г.)

По предварительным данным намечается приуроченность доломитовых и баритовых разновидностей к центральной части карбонатитового ядра.

Кроме кальцита, доломита, витерита, местами в карбонатитах этого массива присутствуют редкоземельный карбонат группы бастнезита, магнетит, гидратизированный флогопит (вермикулит), апатит, пироксид, циркон, барит и некоторые марганцовые минералы. В краевой зоне карбонатитового ядра мощностью 50—100 м в небольшом количестве появляются пироксен, нефелин, цеолиты, шорломит и сфен. В зоне контакта со щелочными породами мощностью около 50 м карбонаты резко обогащаются слюдой и магнетитом, переходя во вторичные магнетито-вермикулито-карбонатные породы.

Химическая характеристика щелочных и карбонатных пород Саланлатвинского массива приведена в табл. 51. В небольшом количестве (сотые и тысячные доли процента) во всех этих породах отмечены ниобий, тантал, редкие земли и в ййолитах следы лантана, церия, иттрия и иттербия.

## КАЙНОЗОИ

### Дациты

В центральной части оз. Б. Янис-Ярви на островах Пиени Селькясаари, Исо Селькясаари (Eskola, 1921) и на западном побережье его (Кратц, Демидов, 1957 г.), известны средние эффузивы типа дацитов

и связанные с ними агломераты. Стратиграфическое положение этих магматических образований не установлено. П. Эскола (P. Eskola, 1921), впервые описавший данные породы, отмечает, что они несомненно постладожские (по Эскола — постархейские), но дочетвертичные. Позднее И. Седерхольм (I. I. Sederholm, 1930, 1931), сопоставлявший дациты оз. Янис-Ярви с третичными андезитами и базальтами Швеции, отнес их к вулканическим образованиям третичного возраста.

Дациты описываемого района — плотные, темно-серые, миндалекаменные породы, местами с хорошо выраженными структурами течения.

Флюидалность, обусловленная ориентировкой миндалин и линзовидных агрегатов, обогащенных темным пигментирующим веществом, имеет выдержанное вертикальное падение и простираение, в общем параллельное очертаниям обоих островов, что позволило П. Эскола говорить о существовании здесь двух самостоятельных вулканических некков. Помимо этой вертикальной полосатости, очевидно, отражающей строение подводных каналов, местами наблюдается горизонтальная расслоенность, по-видимому, отвечающая наземной конусной

Таблица 52

Окислы	о-в Пиени-Селькясаари	Исо-Селькясаари
SiO <sub>2</sub>	59,63	60,92
TiO <sub>2</sub>	0,97	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,11	19,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,12	1,64
FeO	5,67	5,47
MnO	0,14	0,13
MgO	2,15	1,41
CaO	3,06	1,92
Na <sub>2</sub> O	2,17	2,54
K <sub>2</sub> O	3,75	3,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,20
H <sub>2</sub> O	3,68	2,84
С у м м а . . .	100,62	100,21

Анализы П. Эскола (1921).

части их. Так на о-ве Исо Селькясаари в направлении, близком к горизонтальному, происходит чередование дацитовой лавы, местами, вследствие обилия пустот, имеющей характер шлака с пирокластическим агломератным материалом, состоящим из многочисленных обломков дацита различной величины и формы, отдельных вулканических бомб и фрагментов вмещающих ладожских сланцев. Как агломераты, так и лавы местами отчетливо осланцованы в направлении СВ 35—70° с падением на СЗ под углами 50—70° (Потрубович, 1957 г.).

Дациты оз. Янис-Ярви представляют плотные афанитовые породы, состоящие из стекловатой или криптокристаллической основной массы, включающей мелкие кристаллики гиперстена, олигоклаза, мельчайшие чешуйки биотита, отдельные зерна апатита, иглы ильменита и из-



редка актинолита. Нередко по мелким, неправильным трещинам наблюдается образование правильных, шестиугольных табличек хлорита. Миндалины, содержание которых варьирует в широких пределах, выполнены кальцитом и криптокристаллическим кварцем.

Химическая характеристика дацитов этого района приведена в табл. 52.

Как видно из приведенных в табл. 52 данных, эти породы характеризуются резкой пересыщенностью  $Al_2O_3$ , очевидно, объясняющейся ассимиляцией средней магмой высокоглиноземистых андалузитовых сланцев ладожской серии.

ВВЕДЕНИЕ

Первые обобщающие представления о тектоническом строении Карелии стали появляться в тридцатых годах нашего столетия, когда в результате проводившихся главным образом мелкомасштабных геологических съемок, охвативших всю территорию республики, были получены региональные сведения о возрасте и строении осадочно-метаморфических и вулканогенных комплексов.

В итоге этих исследований В. М. Тимофеев (1935а, в), выделив в строении докембрия Карелии архейский и карельский складчатые комплексы, наметил главные площади и зоны их развития.

В это же время Н. Г. Судовиковым (1937г) в Восточной и Ю. С. Неуструевым (1939) в Северной Карелии были выделены глубинные зоны карелид, сложенные сильно дислоцированными и глубоко-метаморфизованными образованиями, которые по возрасту сопоставлялись с относительно слабоскладчатыми и слабометаморфизованными отложениями карельской формации Южной и Центральной Карелии.

Многолетнее изучение петрологии и тектоники Западного Беломорья привело Н. Г. Судовикова (1939а, б) к представлению о двух (нижнеархейской и верхнеархейской) эпохах диастрофизма и гранитизации пород беломорской серии. С первой нижнеархейской эпохой он связывал образование складчатых структур главного северо-восточного простирания, которые в процессе гранитизации во вторую верхнеархейскую эпоху были местами преобразованы в структуры северо-западного направления.

Первая схема тектонического строения восточной части Балтийского щита была дана А. А. Полкановым (1939). Согласно этой схеме, к складчатому поясу карелид относилась вся область, располагающаяся между крупными блоками архея — Свеко-Фенским на юго-западе (Центральная Финляндия) и Мурманским на северо-востоке (Кольский полуостров). В пределах Карельского пояса А. А. Полкановым были выделены три субзоны карелид: Финляндская, Карельская и Кольско-Норвежская, разделенные соответственно Финляндско-Карельским и Беломорско-Норвежским блоками архея. Последние предположительно рассматривались как срединные массивы (*Zwischengebirge*) внутри карельской геосинклинали. Южную часть Беломорско-Норвежского блока, охватывающую Северную и частично Центральную Карелию (Беломорский блок), он считал крупным синклинорным погружением архейского возраста, сложенным геосинклинальными отложениями беломорской гнейсовой формации (беломорской серией).

Все главные структурные элементы, выделенные А. А. Полкановым для территории восточной части Балтийского щита, сохранились в последующих тектонических схемах данного региона, менялась лишь для некоторых из них трактовка внутреннего строения.

Одновременно Х. Вейринен (Н. Väyrynen, 1939), отнеся к карельской формации в пределах Карелии только континентальные и эпиконтинентальные ятулийские отложения (в настоящее время включаемые в средний протерозой), выделил сложенные ими пологие складчатые структуры под названием онегид. Последние он рассматривал как ветви форлянда, собственно геосинклинальной зоны карелид, расположенной в Восточной Финляндии и заходящей на территорию Карельской республики в ее юго-западной части (Северное Приладожье). Субширотную складчатую зону Панаярви—Кукаозеро, обрамляющую, по мнению Вейринена, ятулийскую платформу Карелии с севера, а также складчатые структуры такого же направления Северной Финляндии, он позднее отнес к более молодой, чем карелиды, лопарской складчатости (лаппиды — Н. Väyrynen, 1954).

Н. С. Шатский (1946), анализируя структуры Балтийского щита, территорию Карелии рассматривает как часть складчато-геосинклинальной области карелид, ограниченную с юго-запада Свеко-Фенской платформой и с северо-востока отделенную от карелид Кольского полуострова беломорскими складчатыми структурами архея. Финляндско-Карельский блок рассматривался им как внутренний антиклинорий.

К. О. Кратц (1955), касаясь вопроса строения Балтийского щита, территорию Карелии относит к самостоятельной Карельской геосинклинальной ветви карелид, а Свеко-Фенский и Беломорский блоки рассматривает как крупные архейские складчатые ядра или зародышевые платформы в пределах обширной нижнепротерозойской (карельской) геосинклинальной области. Разделяя карельские образования по возрасту на нижний и верхний карелий К. О. Кратц выделил в строении карелид нижний структурный ярус, сложенный интенсивно складчатыми сильно метаморфизованными нижнекарельскими геосинклинальными отложениями, прорванными глубинными основными и кислыми интрузиями (структуры ранних фаз карельской складчатости), и несогласно залегающий на более древних складчатых структурах верхний структурный ярус полого складчатых, относительно слабо метаморфизованных верхнекарельских континентальных и мелководных морских отложений, с прорывающими их гипабиссальными основными интрузиями, представляющих ранние (межгорные) молассы карелид (структуры поздних фаз карельской складчатости).

Л. Я. Харитонов, также считая Беломорский блок архея как среднюю массу, разделяющую Карельскую и Кольскую области карелид, строение последних трактовал иначе. Разделив карельские образования по возрасту на нижний и верхний протерозой (иотний, по его мнению, относится к эокембрию), Л. Я. Харитонов (1955) в Карелии выделил область ранних карелид, — Западно-Карельский антиклинорий (Финляндско-Карельский блок по Полканову), в которой нижнепротерозойские и, частью, верхнеархейские геосинклинальные образования интенсивно смяты и метаморфизованы в доверхнепротерозойский период складчатости и гранитизации, и окружающие ее Восточно-Карельские и Восточно-Финляндские зоны поздних карелид, в которых интенсивная складчатость и гранитизация происходили в середине верхнепротерозойского времени после отложения сегозерских образований.

Позднее, придя к выводу о постятулийском (постонежском) возрасте геосинклинальных (флишевых) отложений ладожской серии, Л. Я. Харитонов (1957) в Восточно-Финляндской зоне выделил еще один, более поздний (постятулийский) этап геосинклинального разви-

тия карелид (поздних карелид), завершившийся постверхнепротерозойской (доиотнийской) складчатостью и гранитизацией.

На основании позднейших исследований геологии Западного Беломорья К. А. Шуркин (1956 г.), Е. П. Чуйкина (1956 г.) и некоторые другие исследователи выдвинули представление о наличии там лишь одного архейского цикла седиментации, складчатости и магматизма, в результате которого возникли архейские складчатые структуры (беломориды) главного северо-западного направления, осложненные более мелкими складчатыми структурами северо-восточного простирания.

В схеме тектоники Карелии (Кратц, 1957; Перевозчикова, 1957; Кратц, 1958), отражающей особенности стратиграфической схемы новой геологической карты м-ба 1:1 000 000\*, «ранние» и «поздние карелиды» понимаются соответственно как собственно геосинклинально-складчатые сооружения нижнего протерозоя (раннекарельской складчатости) и совершенно отличные от них складчатые структуры заключительного этапа развития карельской складчатости среднепротерозойского возраста (Кратц, 1955, 1958).

В соответствии с особенностями геологического строения в пределах Карелии различаются главные структурные элементы архейского, нижнепротерозойского (раннекарельского), среднепротерозойского (позднекарельского), верхнепротерозойского (иотнийского) и палеозойского возрастов (рис. 77).

Для всей территории Карелии и Кольского полуострова Л. Я. Харитоновым были выделены главные геотектонические районы — Беломорский, Кольский и Карельский (Геология СССР, том XXVII, 1958). В пределы площади развития докембрийских образований Карелии входят два из них: Беломорский и Карельский (см. рис. 2), различающихся по возрасту, составу и мощности слагающих их пород, интенсивности и типу тектонических нарушений и т. д.

Беломорский район (Беломорский блок) определяется развитием архейских складчатых структур, в которых многокилометровые геосинклинальные толщи гнейсов и амфиболитов беломорской серии смяты в сложные складки общего северо-западного простирания. Протерозойские супракрустальные образования здесь не отлагались или не сохранились.

Область архейских складчатых структур (беломорид) приурочена к осевой, срединной части Карело-Кольской области карельской складчатости, в которой она, вероятно, представляла достаточно устойчивый складчатый массив.

Карельский район является частью обширного пояса карелид. Он имеет сложное тектоническое строение и характеризуется развитием структурных элементов различных возрастов и типов.

Архейские структуры в результате различной степени реоморфизма архейского основания в период карельской (протерозойской) складчатости и магматизма обычно сильно, а нередко и полностью преобразованы и вследствие этого в данном районе сохранились далеко не везде и выделяются с большим трудом.

В пределах Карельского района наблюдаются нижнепротерозойские и среднепротерозойские складчатые структуры.

Нижнепротерозойские (раннекарельские) складчатые структуры (ранние карелиды), кроме реоморфизованных архейских образований,

\* Листы Р-35-36 и Q-35-36, составленные В. А. Перевозчиковой под редакцией К. О. Кратца.

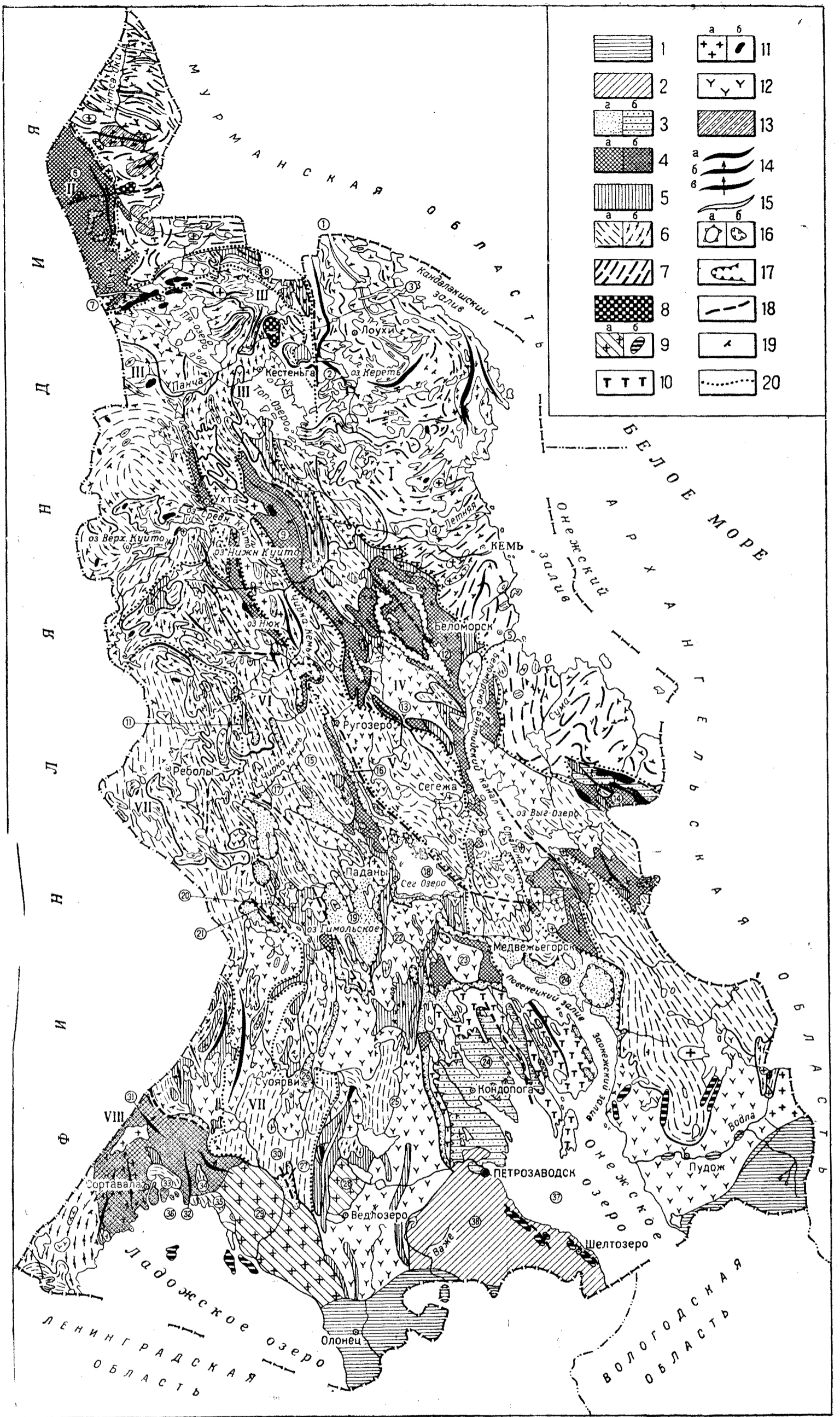


Рис. 77. Схематическая тектоническая карта КАССР (составлена В. А. Перевозчиковой, К. О. Кратц, 1959)

— недислоцированные палеозойские отложения Русской платформы; 2 — слабодислоцированные южнотийские отложения верхнего протерозоя; 3 — верхний структурный ярус карелид; а) сегозерская терригенная и онежская карбонатно-сланцевая и б) суоярская вулканитовая серия среднего протерозоя; 4 — средний структурный ярус карелид; а) тунгудско-надвоинская — терригенно-вулканитовая и б) ладожская флишеидная сланцевая серия нижнего протерозоя; 5 — нижний структурный ярус карелид — осадочные и вулканические образования гимольской, парандовской и тикшезерской серий нижнего протерозоя; 6 — древнейшие ультраметаморфизованные образования в области карелид; а) реоморфизованные гранитоиды и гранито-гнейсы архей; б) гранитизированные гнейсы архейского — нижнепротерозойского возраста; 7 — кристаллические сланцы и гнейсы беломорской серии архей; 8 — платформенные палеозойские интрузии; 9 — платформенные интрузии верхнего протерозоя; а) гранитоиды, б) основные породы; 10 — гипабиссальные основные интрузии среднего протерозоя; 11 — позднеорогенные интрузии нижнего протерозоя; а) гранитоидные, б) основные и ультраосновные; 12 — раннеорогенные границы нижнего протерозоя, частью архей; 13 — гранитоиды архей в области беломорид; 14 — антиклинали; а) прямые, б) косые, в) опрокинутые и лежащие; 15 — синклинали; 16 — а) купола, б) мульды; 17 — границы наложенных мульды, грабен-синклиналей и впадин; 18 — линии основных дизъюнктивных нарушений; 19 — элементы кристаллизационной сланцеватости и слонстости; 20 — границы структурных зон

— Область складчатых структур беломорид. Главные структурные зоны карелид: II — Северо-Карельская синклинирная зона; III — Северо-Карельская антиклинирная зона; IV — Восточно-Карельская синклинирная зона; V — Центрально-Карельская антиклинирная зона; VI — Западно-Карельская синклинирная зона; VII — Восточно-Финляндская антиклинирная зона; VIII — Восточно-Финляндская синклинирная зона

— Еско-Лоухский синклинирий; 2 — Карельско-Ковдозерский антиклинирий; 3 — Приморский антиклинирий; 4 — Кемское поднятие; 5 — Шуерецкая синклинали; 6 — Куолаярвский синклинирий; 7 — Панаярвский синклинирий; 8 — Кукасозерско-Тикшезерский синклинирий; 9 — Шомозерский синклинирий; 10 — Котомукшская синклинали; 11 — Хедозерско-Большозерская синклинали; 12 — Шуезерский синклинирий; 13 — Тунгудская глыба; 14 — синклинирий Ветрего пояса; 15 — Западно-Ругозерская глыба; 16 — Елмозерская синклинали; 17 — Маслозерско-Колонозерская синклинали; 18 — Сегозерская наложенная мульда; 19 — Янгозерская наложенная мульда; 20 — Суоярская и Гимольская синклинали; 21 — Лубосаамская синклинали; 22 — Глыба южнее оз. Сегере; 23 — Южно-Кумисинская глыба; 24 — Онежская наложенная мульда; 25 — Койкарская глыба; 26 — Суоярская наложенная мульда; 27 — Чалкинско-Итосарская синклинали; 28 — Улягский массив гранитов рапакиви; 29 — Питкярантско-Тулдозерский массив гранитов рапакиви; 30 — Туломозерская ложная мульда; 31 — Лепяниемская антиклинали; 32 — Импилахтинская синклинали; 33 — Кирьявалахтинский блок; 34 — Коккосельский блок; — Мурсульский, Койринойский и Питкярантский блоки; 36 — Северо-Ладожская впадина; 37 — Онежская впадина; 38 — Западно-Онежская синклинали

сложены мощными интенсивно складчатыми сильно метаморфизованными нижнепротерозойскими отложениями, представленными типичными геосинклинальными фациями — вулканогенными, кремнисто-железистыми, песчано-сланцевыми, терригенными, частью карбонатными. Вследствие большой глубины эрозии структур ранних карелид, в антиклинориях большей частью выступают архейские гранитоиды и часто гнейсы, местами в различной степени реоморфизованные и более молодые гранитоиды протерозоя. Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные породы сохранились почти исключительно в синклинорных структурах. Сложные складчатые зоны ранних карелид имеют преобладающее северо-западное простирание, и только в самой северной части республики, в районе озер Пана-Ярви—Кукас-Озеро, приобретают субширотное направление, параллельное юго-западному краю северной части Беломорского блока.

Среднепротерозойские (позднекарельские) складчатые структуры (поздние карелиды) имеют вид изометричных широких синклиналей типа «наложенных мульд» и протяженных синклиналей основного (унаследованного) раннекарельского направления, в которых слабо метаморфизованные среднепротерозойские отложения относительно небольшой мощности залегают резко несогласно на нижнепротерозойском и архейском складчатом основании. Среднепротерозойские образования представлены главным образом континентальными и мелководными, морскими, частью лагунными отложениями.

Верхнепротерозойские структуры, представленные пологими синклиналями, приурочены к южной окраине щита. Они сложены ютнийскими отложениями и заключены в них пластовыми интрузиями габбро-диабазов.

Ненарушенные палеозойские отложения Русской платформы встречаются в юго-восточной части республики, где они залегают на южном склоне Балтийского щита, с пологим наклоном в сторону погружения кристаллического основания.

Как видно из изложенного, резкая дифференциация территории Карелии началась в период архейской складчатости, когда в области Беломорья был создан устойчивый складчатый массив, в то время как остальная часть территории Карелии стала ареной интенсивного прогибания и накопления мощных геосинклинальных толщ нижнего протерозоя.

Развитие Карельской геосинклинали в нижнем протерозое закончилось формированием структур ранних карелид.

Возникшие после этого впадины сохранили тенденцию к опусканию и накоплению осадков, но совершенно иного типа, характеризуя этот период (среднепротерозойский) как заключительный этап образования карелид, который в верхнем протерозое сменился этапом платформенного развития данной территории.

Более детальное описание структур в пределах выделенных геотектонических районов приводится ниже.

### **Беломорский район**

Основные черты тектоники Беломорского района определились в допротерозойское время, в результате архейского диастрофизма, создавшего складчатые структуры беломорид. На территорию Карельской АССР, в районе Поморского и Карельского берегов Белого моря, заходит лишь юго-западная часть Беломорского блока.

Область развития складчатых структур беломорид в литературе известна под наименованием Беломорского блока архея (Полканов, 1939).

На региональных геологических картах Беломорский блок выступает как площадь развития архея, обрамленная протерозойскими геосинклинальными зонами, по отношению к которым он является жесткой массой. Центральная часть его скрыта Белым морем, в районе Канда-лакшского залива Белого моря, возможно, погребена под осадками верхнего протерозоя (иотния). На юге архейские образования погружаются под горизонтально залегающий чехол палеозойских отложений Русской платформы. Юго-западная граница блока определяется распространением протерозойских осадочно-вулканогенных толщ Восточно-Карельской и Северо-Карельской синклинорных зон карелид.

По представлению ряда исследователей (Полканов, 1939, Судовиков, 1939 и др.), на этой границе с карелидами в краевых частях Беломорского блока архейские образования почти повсеместно реоморфизованы, претерпели структурную перестройку и прорваны протерозойскими гранитами и основными породами. В связи с этим контакт архея с протерозоем затушеван, и лишь на отдельных участках, например в районе оз. Пезозеро, встречаются полимиктовые конгломераты, залегающие на архейских образованиях, которые свидетельствуют о сохранении нормального стратиграфического контакта между ними. В других местах контакт имеет явный тектонический характер с вероятным надвигом протерозойских пород на гнейсы и мигматиты беломорской серии (районы горы Ирinya Варака, озер Куола-Ярви—Пана-Ярви и др.).

Северо-восточная граница Беломорского блока является неясной. Большинство исследователей (Полканов, 1939; Харитонов, 1955; Кратц, 1955) проводят ее вдоль южного контакта свиты имандра-варзуга (Кольский полуостров), таким образом включая всю территорию развития гнейсов Терского побережья в состав беломорид. Другая точка зрения отражена в схеме тектонического строения Карело-Кольского региона К. О. Кратца и В. А. Перевозчиковой (Кратц, 1958), где эта территория под наименованием Южно-Кольской (Варзугской) антиклинорной зоны включена в пояс протерозойских (карельских) складчатых структур. Наконец, в недавно опубликованной работе Л. Я. Харитонова (1957) в пределах Беломорского блока, рассматриваемого как антиклинорий высшего порядка, восточная часть Терского побережья (район р. Стрельны) выделена в качестве Нотозерско-Терской архейской структурной зоны, отграниченной от Енско-Лоухской зоны беломорид Сально-тундро-Колвицкой зоной ранних карелид, включающей западную часть Терского побережья на юге (Канда-лакша—Колвица—Порья Губа—Умба) и гранулитовую формацию на севере. Таким образом, Л. Я. Харитонов разделяет Беломорский блок на две самостоятельные части: южную (Енско-Лоухскую) и Северную (Нотозерско-Терскую). Анализ имеющихся данных делает более правильным включение всего Терского побережья, а равно и территории от г. Кандалакши к северо-западу до области распространения гранулитовой формации, в состав Беломорского блока. Такое представление обосновывается развитием на этой территории архейских гнейсов так называемой кольской серии (полоса Ковдозеро—Колвица, Порья Губа, Стрельна), очень сходных в отношении тектоники и разреза с гнейсами беломорской серии, от которых они отличаются лишь не-

скольким меньшим развитием амфиболитов и более высокой степенью метаморфизма (силлиманитовая ступень). Кроме того, в районе г. Кандалакши устанавливается непосредственный переход кольских гнейсов в беломорские. Граница между этими породами отсутствует, и таким образом подразделение их здесь геологически не обосновано. Необходимо подчеркнуть, что обе серии являются более древними по отношению к интрузиям габбро-норитов и анортозитов, развитым как на Терском берегу (Кандалакша-Колвица—Порья Губа), так и на Карельском побережье Белого моря.

Многие исследователи подчеркивают приуроченность к области контакта Беломорской глыбы с карелидами крупных интрузий гранитов, внедрившихся в период карельского тектогенеза по разломам, вероятно, значительной глубины и протяженности. С этой точки зрения не исключается возможность наличия в краевой зоне Терской части Беломорского блока более молодых протерозойских интрузивных пород (например, Стрельнинские граниты, комплекс диоритов и порфиробластических гранодиоритов района с. Умбы, Pt? и другие), подобных развитым в Карелии (по Судовикову, 1939, в районе с. Подужемье, с. Поньгома о-в Варбар-луда и другие).

Включение в состав Беломорской складчатой зоны гранулитовой формации, как это сделано К. О. Кратцем и В. А. Перевозчиковой (Кратц, 1958) или Л. Я. Харитоновым (1955), по мнению К. А. Шуркина, можно признать правильным, только рассматривая ее как часть складчатых структур архейского возраста данной зоны. Однако гранулитовая формация представляет собой особую структурную единицу, так как она достаточно резко отличается по своему внутреннему строению от собственно Беломорского блока, примыкающего к ней с юго-востока, и от обрамляющих ее с северо-востока и юго-запада Карельской и Кольской протерозойских складчатых зон. Положение Беломорского блока среди протерозойских подвижных поясов рассматривается исследователями различно.

По мнению А. А. Полканова (1939), этот блок, возможно, представляет междугорье (Zwischengebirge) и определяет, наряду с расположенным к северо-востоку Мурманским и находящимся на юго-западе Финляндско-Карельским активными блоками архея, пространственное размещение Карельской и Кольско-Норвежской субзон внутри пояса Карелии.

Н. С. Шатский (1946), рассматривая карельские образования Восточной Фенноскандии как систему веерообразно расходящихся к юго-востоку синклиналиев, разделенных внутригеосинклинальными блоками или поднятиями архея, к числу последних относит и Беломорский блок, считая его внутриккарельским жестким массивом.

Л. Я. Харитонов в тектонической схеме восточной части Балтийского щита (1955), рассматривая область беломорид в качестве срединной массы в карелидах, выделяет ее как антиклинорий высшего порядка, в который включает Беломорский блок и гранулитовую формацию. Позднее (1957) Л. Я. Харитонов подразделил эту область на две архейские антиклинорийные зоны и расположенную между ними раннекарельскую синклинорную структуру.

Н. Г. Судовиков (1939) также допускал развитие карельского тектогенеза внутри Беломорского блока, представляющего, судя по его работам, как бы мозаику протерозойских и архейских структур (посткарельских, постботнийских и поствионийских).



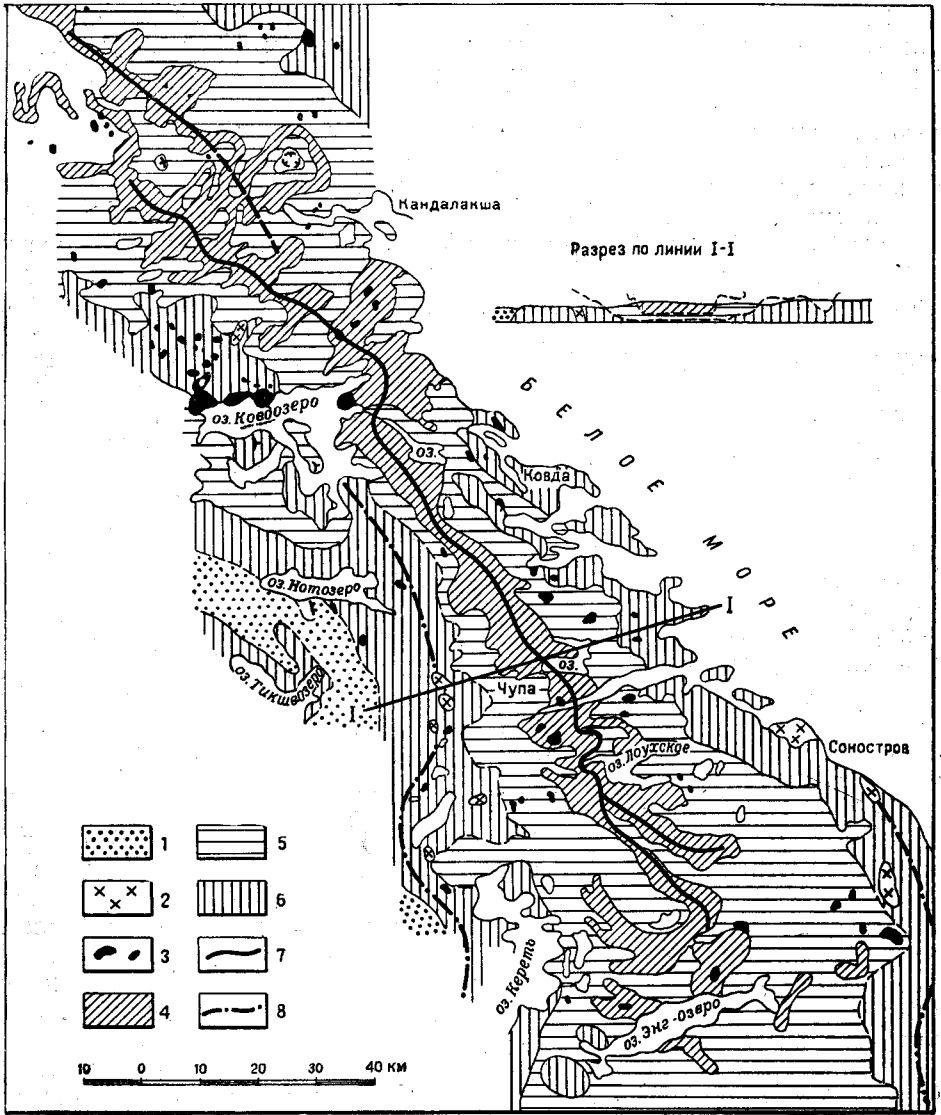
По К. О. Кратцу (1955), территория Беломорья является «ядром» или «проплатформой», разделяющей Кольскую и Карельскую ветви карелид и спаянной с ними в период карельского тектогенеза. Одновременно он считает, что эта область являлась источником терригенного материала для протерозойских осадков, накапливавшихся в определенном порядке (краевые и внутренние фации) в прилежащих геосинклинальных зонах.

По мнению К. А. Шуркина, Беломорский блок представляет собой остаток более обширной древнейшей архейской платформенной области, закончившей свое развитие как геосинклинальная зона до заложения протерозойских подвижных поясов. Другими словами, можно полагать, что на раннем этапе формирования карельской геосинклинали для Западного Беломорья был характерен платформенный геотектонический режим, позднее, в период возникновения карелид, эта область приобрела характер внутриорогенной активной жесткой массы. Последняя в краевых частях была отчасти переработана, реоморфизована и прорвана интрузиями протерозойских основных и кислых пород. Центральная часть Беломорского блока сохранила первичные структурные особенности беломорид в их глубинном срезе.

Сведения о стратиграфии и структурах архея Беломорского блока, имевшиеся до 1941 г., позволили дать лишь общее представление об ее тектонике (Полканов, 1937, 1939). С другой стороны, в то время, когда еще представлялось, что установление внутренней стратиграфии этих древнейших, глубоко метаморфизованных архейских образований является почти невозможным, основное внимание для выяснения тектонического строения Беломорского блока уделялось изучению мелких структурных форм, их морфологии, направления, механизма образования и т. д. (Судовиков, 1937и, 1939б). Материалы о наличии, характере и размерах более крупных складчатых структур, определяющих размещение главных типов гнейсов на этой территории, были крайне ограничены, например, Н. Г. Судовиков на впервые составленной им сводной геологической карте и в описании к ней (1939б) отметил, что лишь на Сорокско-Кемском и Кандалакшском участках побережья Белого моря в целом преобладает северо-восточное простирание пород, а на участке между ст. Кузема и Княжей губой наблюдаются частая перемежаемость северо-восточного, северо-западного, меридионального и широтного простираний.

С 1950 г. в процессе широких специальных исследований по стратиграфическому расчленению беломорской серии здесь стали выявляться крупные складчатые структуры. В это же время при создании сводной геологической карты слюдоносных районов Северного Беломорья (Амеландов, Захарченко, Смирнова, Солодкая, Карпинская и др. под общим руководством Мишарева) была дана первая «схема структурно-тектонического строения» территории Северной Карелии (рис. 78).

На этой схеме, в основу которой положено разделение беломорской серии на три толщи: нижнюю (керетьскую), среднюю (хетоламбинскую) и верхнюю (лоухскую), отчетливо видно симметричное расположение последних при общем северо-западном их простирании и сложной конфигурации границ. Аналогичная схема тектонического строения Западного Беломорья дана Л. Я. Харитоновым в XXVII томе «Геологии СССР» (1958). По мнению упомянутых исследователей, симметричное расположение данных толщ обусловлено наличием здесь крупной сложной синклинальной складки (Енско-Лоухской синклинорий), в ядре которой



Фиг. 78. Схема структурно-тектонического строения северной части Беломорья КАССР (по А. С. Амеландову, В. А. Бабошину, М. М. Врачинской, А. И. Захарченко, Н. В. Карпинской, К. В. Колоштинной, В. С. Смирновой, Р. И. Солодкой под руководством Д. Т. Мишарева, 1955)

1 — протерозой (нерасчлененный); архей: 2 — граниты; 3 — основные породы; 4 — кианито-гранато-биотитовые, гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы верхней толщи; 5 — амфиболиты, амфибол-содержащие и биотитовые гнейсы средней толщи; 6 — биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы нижней толщи; 7 — ось Енско-Луухского синклиория; 8 — оси Керетьско-Ковдозерского и Приморского антиклинориев

залегает верхняя луухская толща. Наклоном осевой плоскости этого синклиория к юго-западу объясняется господствующее падение пород в обоих крыльях к северо-востоку и опрокинутое залегание восточного крыла. Сложная конфигурация границ между толщами вызвана второ-

степенной складчатостью северо-восточного направления, «поперечной» по отношению к главной структуре.

Енско-Лоухский синклиниорий (по Мишареву и др., 1951—1955 гг.), обрамляется с юго-запада Керетьско-Ковдозерским (Ковдозерско-Тикшезерским по Харитонову, 1958), а на северо-востоке — Приморским (Кандалакшским по Харитонову) антиклинориями, сложенными сильно мигматизированными породами нижней (керетьской) толщи.

Все три структуры составляют юго-западное крыло огромного Беломорского антиклинория высшего порядка, ось которого лежит в Кандалакшском заливе и имеет северо-западное простирание.

Е. П. Чуйкина, Л. В. Калафати и другие дают принципиально иной структурный разрез беломорской серии. По мнению этих исследовате-

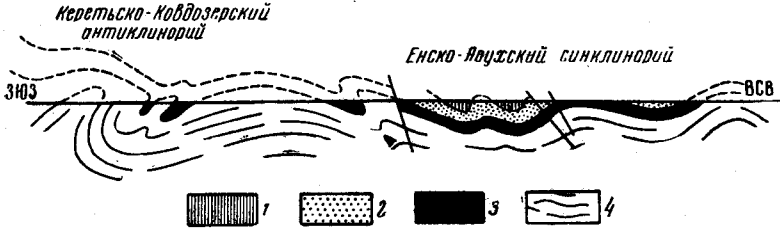


Рис. 79. Схематизированный структурный разрез беломорской серии (м-б 1 : 150 000) в районе ст. Ковды (по К. А. Шуркину и В. Л. Дуку, 1957)

1 — енская толща; 2 — лоухская толща; 3 — хетоламинская толща; 4 — керетьская толща

лей, Карельское побережье Белого моря в целом представляет юго-западное крыло огромного синклиниория, северо-восточное крыло которого охватывает Терский берег Кольского полуострова. Такое представление о моноклиальной структуре Западного Беломорья основано на преобладании в этом районе северо-восточного падения пород беломорской серии.

Аналогичное тектоническое строение Беломорского блока предполагалось уже давно А. А. Полкановым (1939), указавшим на наличие в южной части Беломорско-Лапландского пояса саамид «большого Беломорского синклиналиного погружения», осевая плоскость которого лежит в районе Кандалакшского залива, а кульминация осей происходит северо-западнее г. Кандалакши.

Следует отметить, что большинство исследователей в настоящее время придерживается представления о сложно складчатом строении архея Карельского побережья Белого моря, в котором выделяются главные складчатые структуры северо-западного простирания: центральный Енско-Лоухский синклиниорий и обрамляющие его на юго-западе и северо-востоке антиклинории первого порядка.

Наглядно общая структура Енско-Лоухского синклиниория устанавливается непосредственно за северной границей Карелии в районе ст. Ковда, где разрез протяжением около 40 км вкрест простирания беломорской серии охватывает почти всю видимую ширину ее в этом районе, на востоке прерываясь морем, а на западе достигая Керетьско-Ковдозерского антиклинория (рис. 79).

В пределах охваченной разрезом полосы наблюдается довольно хорошо выраженная широкая синклиналиная структура, переходящая

в северо-восточном и юго-западном направлениях в антиклинальную. На фоне главных структур имеется серия более мелких антиклинальных и синклинальных складок, оси которых имеют северо-западное простирание, параллельное осям главной структуры. Осевые плоскости большинства складок 2-го и 3-го порядков, расположенных на юго-западном и северо-восточном крыльях Керетьско-Ковдозерского антиклинория, наклонены соответственно на северо-запад и юго-запад в сторону осевой части антиклинория. Такое падение осевых плоскостей складок второго порядка является закономерным и свидетельствует о развитии их на фоне главных структур в результате дифференциальных движений, имевших место в крыльях последних. Таким образом, они как бы представляют собой крупные складки волочения, в свою очередь сопровождающиеся еще более мелкой складчатостью. Между прочим, в одной из таких второстепенных нормальных складок (Старцевская синклиналь), расположенной на северо-восточном крыле главного синклинория, отчетливо устанавливается более высокое положение лоухской толщи по отношению к хетоламбинской. Наиболее высокая в разрезе енская толща сохраняется в центре главного синклинория лишь в виде небольших участков в пределах второстепенных синклинальных складок того же северо-западного простирания (Свинцовогубская и Свинцовогорская синклинали). Таким образом, Ковдинский разрез отчетливо демонстрирует синклинальное строение беломорской серии в данном участке.

Енско-Лоухский синклинорий из района описанного разреза протягивается приблизительно на 100—120 км к северо-западу и юго-востоку. По данным Д. Т. Мишарева, А. И. Захарченко и др. (см. рис. 78), в северо-западном направлении в районе Кайтатундры (Мурманская обл.) он разделяется на две ветви: западную, Лейвойвинскую (Лейвотундровую, по Харитонову, 1958), и восточную, Реколатвинскую (Нямозерскую, по Харитонову, 1958), имеющие исключительно сложное строение.

В юго-восточном направлении в районе ст. Полярный Круг Енско-Лоухский синклинорий в начале характеризуется довольно простым строением. Здесь осевая плоскость его имеет почти вертикальное положение. Далее к юго-востоку ось синклинория испытывает значительные изгибания в горизонтальном и вертикальном направлениях в связи с наличием многочисленных поперечных антиклинальных и синклинальных складок 2-го—3-го порядков.

Близ ст. Лоухи главный синклинорий разделяется на две ветви, одна из которых отклоняется к северо-востоку, а другая к юго-западу и западу. В районе ст. Боярской обе ветви исчезают вследствие воздымания осей. Осевая плоскость главного синклинория по мере движения от ст. Полярный Круг на юго-восток постепенно все более опрокидывается на запад и, наконец, приобретает почти горизонтальное положение, вследствие чего «поперечные» складки перевернутого восточного крыла образуют резкие изгибы, в которых породы хетоламбинской толщи вдаются далеко к западу (в синклиналиях), а породы лоухской толщи — «языками» к востоку (в антиклиналях). Енская толща, наиболее высокая в разрезе, встречается лишь в виде небольших участков (горы Тэдино, Пертиварака и др.).

Лежащая к югу территория западного Беломорья (так называемый Поморский берег) пока еще очень слабо изучена. Если считать, что и здесь сохраняется приблизительно тот же характер разреза беломорской серии, то, очевидно, богатые высокоглиноземистыми минералами

породы также должны слагать ядерные части синклинорных структур, подобных Енско-Лоухской. В частности, например, одна такая структура намечается на участке с. Поньгома — с. Летняя река, где развиты кианито-гранато-биотитовые гнейсы и широко распространены разнообразные амфиболиты (хетоламбинская, частью лоухская толщи). Другая синклиналичная структура (Шуерецкая) предположительно может быть выделена в районе с. Шуерецкого на основании широкого развития амфиболитов, богатых глиноземом гранатовых гедрититов и, местами, кианитосодержащих биотитовых гнейсов (острова Шуйостров, Варбарлуда, Равлуда). Обе указанные структуры разделяются Кемским поднятием, в основном сложенным сильно мигматизированными биотитовыми гнейсами, мигматитами и анатектитами (керетьская толща?). Возможно, что к югу от Шуерецкой синклиналичной структуры, в районе г. Беломорска имеют место новая кульминация оси и еще одно поднятие, на что указывает присутствие здесь крупных массивов архейских гранитов. Все названные структуры, как и в Лоухском районе, осложнены поперечной складчатостью северо-восточного простирания. Следует заметить, что в районе с. Шуерецкая гребни складок с субширотной ориентировкой осей опрокинуты чаще на север в направлении Кемского поднятия, т. е. осевые плоскости их падают на юг, в отличие от преимущественно южного наклона гребней поперечных складок в Лоухском пегматитовом поле.

Возвращаясь к структурной характеристике последнего, отметим, что сопряженный с Енско-Лоухским синклинорием западный Керетьско-Ковдозерский антиклинорий, сложенный породами керетьской толщи, четко прослеживается только между озерами Ковдозеро и Энг-Озеро. На этом участке к его осевой части приурочены многочисленные мелкие массивы гранитоидов (анатектитов). Далее к югу, в менее детально изученных районах, продолжение этой структуры неясно. Возможно, она протягивается к юго-юго-востоку в направлении Кемского поднятия и сливается с ним, а может быть, на широте оз. Энг-Озеро отклоняется к юго-западу в направлении южного конца оз. Топ-Озеро, где полоса сильно гранитизированных пород обрамляется и с севера и с юга амфиболитами (хетоламбинской толщи). Здесь, по данным Р. Г. Колесниковой (1953 г.), местами в узких синклиналичных зонах встречаются кианит- и ставролитсодержащие биотитовые гнейсы (лоухской толщи).

Приморский антиклинорий, находящийся непосредственно в прибрежной части беломорской серии, большей частью скрыт морем и изучен плохо.

В Лоухском пегматитовом районе, где видна лишь небольшая часть его западного крыла, отмечаются только второстепенные по размерам структуры северо-западного простирания (о-в Великий, Кивгуба, острова Сидоров, Кишкин), возможно, осложняющие главный антиклинорий, шарнир которого находится еще далее к востоку в пределах моря. Южнее, в районе сел Соностров—Гридино—Калгалакша, местоположение главной оси приморского антиклинория устанавливается более отчетливо. На этом участке к осевой части антиклинория приурочены довольно крупные массивы плагиомикроклиновых гранитов.

«Поперечная» складчатость, о которой неоднократно упоминалось выше, как это хорошо видно из тектонической схемы Северо-Западного Беломорья, (см. рис. 78), охватывает беломорскую серию на всю ее видимую мощность. Она особенно интенсивно развита в ядерной части Енско-Лоухского синклинория, т. е. в верхах разреза беломорской се-

рии, и постепенно затухает по мере перехода к более глубоким ее сечениям. На это указывает более сложная конфигурация границ верхней толщи по сравнению с границей между средней и нижней толщами. В тех участках, где главная складчатость характеризуется более спокойным характером и осевые плоскости крупных структур не являются опрокинутыми, второстепенные складки ориентированы не поперечно, а параллельно главным структурам (район между озерами Серяк и Нигрозеро).

Очертания поперечных складок в Лоухском пегматитовом поле при движении с севера на юг становятся все более сложными, что находится в связи с увеличением наклона осевой плоскости главного синклинория в том же направлении. Особенно глубокие изгибы складок наблюдаются на участке между Пулонгским и Воронским озерами, где оси их, лежащие в осевой плоскости главного синклинория, расположены почти горизонтально.

Поперечная складчатость характеризуется резко выраженной дисгармоничностью. Нередко складки лежащего крыла главного синклинория развиваются независимо от складок висящего опрокинутого восточного крыла, вследствие чего Енско-Лоухский синклинорий приобретает резко асимметричное строение. Оси поперечных складок испытывают ундуляцию, приводящую к развитию в их пределах куполообразных структур. Последние особенно отчетливо видны, например, в Чупинской антиклинальной складке (рис. 80).

Согласно данным Н. В. Горлова, Чупинская антиклиналь, представляющая складку 2-го порядка (ширина около 8,5 км) северо-восточного простираения, обрамлена сопряженными с нею на севере Карельской и на юге Варацкой синклинальными складками. Эта структура является сложной и состоит из двух пологих антиклинальных складок (3-го порядка) с шириной крыльев 2—2,5 км, осложненных еще более мелкой складчатостью (от 200—400 м до нескольких метров ширины). Малые складки имеют обычно более крутые (до 50—60°) углы падения крыльев по сравнению с крупными структурами и местами наблюдается наклон их осевых плоскостей в сторону ядра тех более крупных складок, в крыльях которых они развиты.

Для складок всех порядков в пределах Чупинского антиклинория характерна параллельность осей и линейных текстур. Шарнир северной пологой антиклинальной складки, прослеженной на протяжении 12 км, при выдержанном простираении неоднократно меняет углы падения. Наибольшее поднятие его отмечается куполовидным поднятием в районе оз. Важенка. В ядре этого купола обнажаются сильно мигматизированные породы нижележащей богатой амфиболитами толщи (хетоламбинской, по Шуркину, 1955 г.). К востоку и к западу происходит погружение шарнира, в результате чего на эрозионную поверхность выступают все более высокие части разреза беломорской серии. В результате поднятия шарнира южной пологой антиклинальной складки в западной части Чупинского антиклинория (к югу от оз. Тростяное) образуется двоякая куполообразная структура.

В связи с развитием явлений растяжения в апикальной части этого двоякого купола в пластах амфиболитов происходит исключительно интенсивное образование брекчиевидных мигматитов (агматитов), которые ранее ошибочно картировались в виде линейно-вытянутой, так так называемой Котозерско-Чупинской «зоны дробления» (Скропышев, Е. П. Чуйкина). В районе Шаткова Бора наблюдается второй верти-

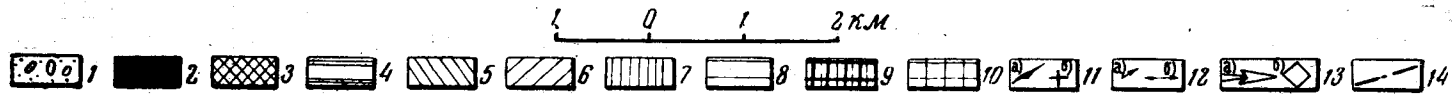
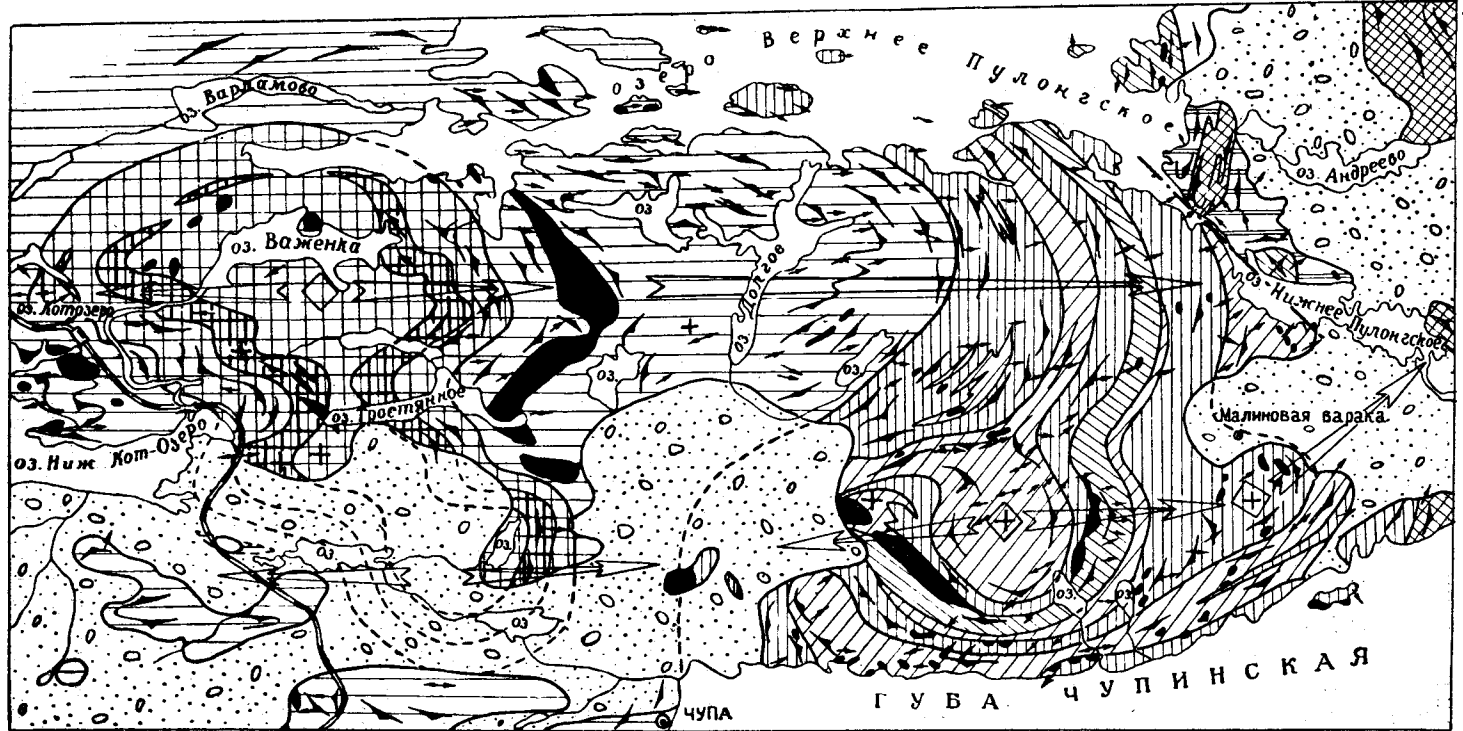


Рис. 80. Структурно-геологическая карта центральной части Чупинского слюдоносного района (по Горлову, 1958)

1 — четвертичные отложения; архей: 2 — ультраосновные и основные породы; 3 — гранатовые амфиболиты; 4 — сильно мигматизированные биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы; 5 — горизонты переслаивания гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов с амфиболитами; 6 — сильно мигматизированные гнейсы (аплитовидные), содержащие гранат и кианит; 7 — гранато-кианито-биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы; 8 — переслаивание амфиболовых, биотитовых, гранато-биотитовых, реже гранато-кианито-биотитовых гнейсов с амфиболитами; 9 — брекчированные амфиболиты; 10 — амфиболовые и биотитовые гнейсы, местами гранито-гнейсы; 11 — сланцеватость: а) наклонная, б) горизонтальная; 12 — залегание линейности и шарниров мелких складок: а) наклонное, б) горизонтальное; 13 — залегание шарниров складок 3-го порядка: а) наклонное, б) горизонтальное; 14 — разлом

кальный перегиб шарнира южной пологой антиклинали, где в связи с этим также возникает небольшая куполообразная структура, сложенная в ядре сильно мигматизированными гнейсами енской толщи.

В восточном направлении происходит изгиб оси южной антиклинали в горизонтальной плоскости и с этим, как полагает Н. В. Горлов, связано образование в области сжатия меридиональных складок шириной 100—180 м, к осевым плоскостям которых приурочены промышленные пегматиты куста Южной Малиновой вараки.

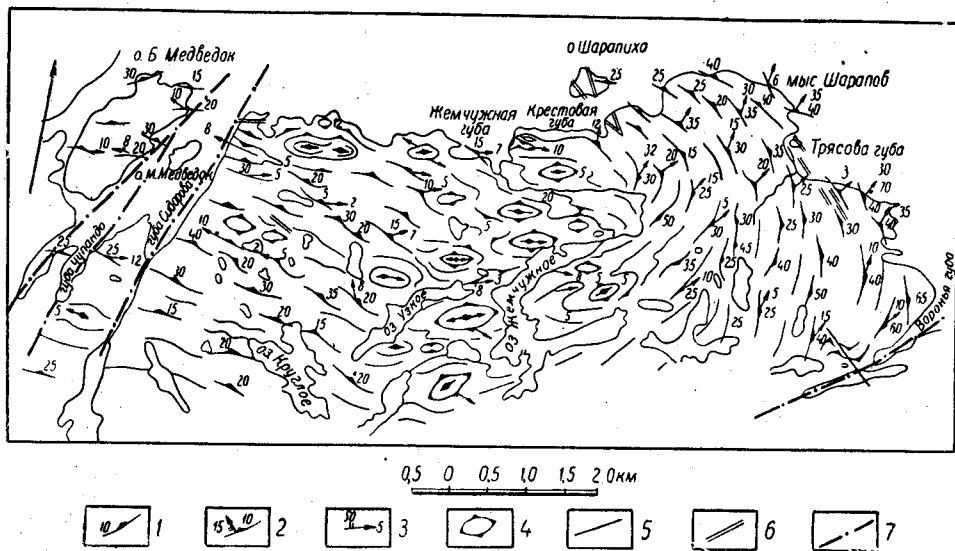


Рис. 81. Карта структурных элементов участка о-ва Б. Медведок — мыса Шарапоб: 1 — простирание и угол падения ( $10^\circ$ ) слонистости-сланцеватости; 2 — простирание и угол падения ( $15^\circ$ ) линейности; 3 — падение осей ( $5^\circ$ ) и осевых плоскостей ( $50^\circ$ ) мелких складок; 4 — брахиантиклинальные структуры; 5 — древние тектонические разрывы; 6 — разрывы, выполненные основной магмой (метагаббро); 7 — молодые тектонические разрывы, разломы

Наличие куполовидных структур является весьма характерной особенностью тектонического строения архея Северной Карелии. В верхней толще беломорской серии такие структуры менее распространены, чем в средней (хетоламбинской) толще, а в нижней (керетской) толще, где они являются главными, нередко развиваются целыми группами (рис. 81).

Складки 2-го и 3-го порядков осложняются все более мелкими по масштабу складками волочения (рис. 82) вплоть до гофрировки и плейчатости, что является исключительно характерной структурной особенностью беломорской серии. Генетически малые складки принадлежат к складкам скольжения и течения, но чаще представляют комбинацию того и другого типов. Образование мелких складок является результатом межпластовых дифференциальных движений, связанных с формированием крупных структур. Как показывают детальные исследования, эти движения развивались синхронно с явлениями мигматизации в главную фазу беломорского тектогенеза.

Изучение механизма образования мелких складок и их распределения в беломорской серии в зависимости от состава пород и степени мигматизации свидетельствует о высокой в целом пластичности пород



этой серии и о том, что разные толщи реагировали на тектонические движения различно. Наиболее пластичной являлась сильно мигматизированная керетьская толща, в которой особенно распространена складчатость течения и мелкие волнисто-куполообразные структуры. В средней, хетоламбинской толще, где преобладают амфиболовые гнейсы и амфиболиты, широко развиты структуры будинажа и брекчирование пород. Складчатость здесь образуется главным образом в пластах и прослоях биотитовых гнейсов и в зонах мигматизации и имеет обычно



Рис. 82. Мелкая складчатость в мигматизированных амфиболо-биотитовых гнейсах, развитая в крыле крупной структуры о-ва Варбарлуда (фото К. Л. Шуркина, 1956)

более сложный характер, чем в керетьской толще. Гнейсы верхней части разреза (енская и лоухская толщи), мигматизированные в целом менее интенсивно, чем нижележащие толщи, в отличие от последних, подвергаются интенсивным пликативным нарушениям, чему способствует также наличие некоторого количества подвижного мигматитового материала между слоями субстрата.

Таким образом, с переходом от верхней толщи к все более глубоким частям разреза беломорской серии увеличивается степень пластичности пород, и изменение механических их свойств находится в зависимости от степени развития процессов мигматизации и гранитизации. Именно этим обстоятельством обуславливается, отмеченное выше затухание поперечной складчатости (2-го порядка) сверху вниз по разрезу.

Наряду с мелкой складчатостью исключительно широким распространением в беломорской серии пользуются и другие малые структурные формы — линейность, будинаж-структуры, структуры развальцевания, а также трещины и разрывы, залеченные гранитным, аплитовым, пегматитовым и кварцевым материалом.

Особенно характерными являются будинаж-структуры, которые развиваются в связи с дифференциальными движениями в пачках пород, неоднородных по степени пластичности. Обычно будинажу подвергаются пласты амфиболитов и пластообразные тела основных пород. Будинаж-структуры, как показали исследования Н. Г. Судовикова (19396, 1957), имеют важное значение при изучении явлений мигматизации, а также для выяснения особенностей и последовательности процессов тектогенеза в беломорской серии. Н. Г. Судовиков выделяет в Западном Беломорье следующие морфологические типы будинажа: эмбриональный, блоковый, нормальный и линзовый. Первые два типа наблюдаются в слабомигматизированных породах. Нормальный будинаж, при котором фрагменты заблокированных пластов имеют боченкообразную форму, развивается в области средней мигматизации, а линзовидные будины характерны для участков интенсивной мигматизации, обладающих высокой пластичностью, слагающих их пород. В межбудинных пространствах встречаются иногда месторождения слюдяных и керамических пегматитов.

Будинаж-структуры, как и складчатость, возникают в главную фазу тектогенеза одновременно с максимальным развитием явлений ультраметаморфизма и формированием разнообразных морфологических типов мигматитов (Судовиков, 1955).

Уместно отметить, что одним из главных факторов, определяющих генезис и морфологию мигматитов, является тектоническая обстановка, т. е. характер и интенсивность тектонических движений в тех участках крупных складчатых структур (2-го и 3-го порядков), где возникают благоприятные условия для мигматитообразования.

Более поздние дислокации, свойственные беломорской серии, представлены позднекинематическими разрывами и трещиноватостью. Они имеют широкое распространение в Западном Беломорье и отвечают, вероятно, нескольким фазам тектонических движений, пока еще в возрастном отношении детально не расчлененным. К наиболее ранней группе — позднесинкинематическим трещинам и разрывам — приурочено большинство архейских слюдяных и керамических пегматитов Северной Карелии. Эти трещины распределены неравномерно, группами или «кустами», имеют преимущественно северо-западное или меридиональное простирание и наиболее многочисленны в относительно слабее мигматизированных породах енскай, лоухской и хетоламбинской толщ (по сравнению с керетской). Изучение самих трещин, выполненных пегматитами, указывает не только на их структурную сопряженность с определенными типами складок, но и с определенными структурными элементами последних (Л. Я. Сидоренко, 1949 г.; Н. В. Горлов, 1952 г., 1956 г.; К. А. Шуркин, 1956 г.). Наряду с этим А. В. Скропышев (1948, 1953) считал, что некоторые кусты пегматитов приурочены к неоднократно подновлявшимся региональным зонам разломов, существовавшим, начиная с постсвионийской и кончая посткарельской, постягулийской) эпохами диастрофизма. Однако эта точка зрения не разделяется другими исследователями.

Крупные архейские дизъюнктивные дислокации — разломы длиной от 1,5 до 5—8 км и со смещением пластов вдоль них на несколько десятков метров — отмечались в нескольких местах в Северо-Западном Беломорье, но они не пользуются здесь большим распространением. Основанием для их выделения служат линейновытянутые зоны, вдоль которых смежные толщи смещены. Такие древние разломы известны

в районе Тупой губы, оз. Ковдозеро, вдоль оз. Нижнее Пулонгское близ оз. Щучьего на Хитовараке, между озерами Лоухским и Кенозеро (?), вероятно, в районе озер Сонозеро—Воронское и в ряде других мест.

По времени образования эти разломы, вероятно, предшествовали позднекинематическим трещинам, выполненным пегматитовым материалом и возникли непосредственно в момент формирования главных складчатых структур, в связи с чем обнаруживают зависимость от последних ориентировку.

К одной из систем глубинных архейских разломов северо-западного простирания в Западном Беломорье приурочены позднеорогенные интрузии габбро-диабазов и габбро-порфиритов (Шуркин, 1955). Они встречаются участками — зонами длиной в несколько километров и шириной в несколько сотен метров. В пределах таких зон, секущих складчатые структуры беломорской серии, и сосредоточены трещинные интрузии архейских габбро-диабазов (см. главу «Магматизм»).

Более молодые сбросы, сдвиги, зоны дробления и трещиноватость довольно широко распространены в Западном Беломорье, однако до настоящего времени они специально не изучались. Можно лишь сказать, что часть этих расколов и разрывов, залеченных трещинными интрузиями гранитов, жилами пегматитов и диабазов протерозойского возраста, относится к протерозою, тогда как другие, выполненные жилами щелочных базальтов и порфиритов (особенно многочисленных в Кандалакшском районе Мурманской области), являются палеозойскими. Наконец, существуют еще более молодые разломы, определяющие современный рельеф, характер гидрографической сети, включая озерные впадины, а также очертания береговой линии Белого моря.

В заключение описания структуры Западного Беломорья необходимо сказать о генезисе и характернейшей особенности ее — сочетании главных структур северо-западного простирания с «поперечной» складчатостью северо-восточного направления.

Н. Г. Судовиков (1937и, 1939б) полагал, что структура беломорской серии отражает дифференциальные движения двух архейских эпох тектогенеза. На участках, сложенных кианитсодержащими гнейсами, не подвергавшихся, по его мнению, щелочному метасоматозу во второй период магматизации, преимущественно наблюдается северо-восточное простирание, которое рассматривается в качестве реликтового, отвечающего ориентировке древнейших (постсвионийских) структур. Более молодая эпоха тектогенеза (верхний архей, граниты II группы) проявилась, как пишет Н. Г. Судовиков, «в образовании исключительной сложной и запутанной структуры в областях сильной гранитизации», где, однако, преобладают элементы северо-западного простирания» (1939б, стр. 12). После работ Н. Г. Судовикова укоренилось представление о наличии в Западном Беломорье структур двух направлений, возникших разновременно, разделенных перерывом, т. е. принадлежащих к разным эпохам тектогенеза и ультраметаморфизма. Такого представления придерживаются в настоящее время и другие геологи. Однако некоторые из них, как например Д. Т. Мишарев, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова и др., рассматривают «поперечную» складчатость как верхнеархейскую, наложившуюся на более древние нижнеархейские структуры северо-западного простирания.

В результате специального структурного изучения Северо-Западного Беломорья в 1951—1955 гг. К. А. Шуркин пришел к заключению, что все складчатые структуры беломорской серии, вне зависимости от

масштаба и ориентировки, возникли в течение одной эпохи тектогенеза, развиваются одновременно по всей мощности разреза и не являются разновозрастными.

Исследование механизма образования мелких складок, структур будинажа и линейности в беломорской серии, произведенное А. А. Сорским (1952) в южной части западного побережья Белого моря, также показало, что и в этом районе не устанавливается двух эпох складчатости и дифференциальных движений.

По мнению К. А. Шуркина (1957), различная ориентировка складок отражает не две эпохи складкообразования в архее, а лишь специфические особенности механических свойств беломорской серии в период формирования складчатых структур. Более однородная по сложению, сильно мигматизированная нижняя (керетьская) толща обладала высокой степенью пластичности вплоть до текучести, тогда как средняя (хетоламинская) и в особенности верхние (лоухская и енская) толщи не были способны к истечению всей массой и сминались в складки, чаще субперпендикулярные к направлению перемещения («растеканию») нижележащих масс пород, в направлении оси «в» эллипсоида деформации, т. е. в северо-западном направлении вдоль главной оси Беломорского антиклинория. Таким образом, «поперечная» складчатость представляет результат дифференциального перемещения разных по пластичности толщ беломорской серии, т. е. является своеобразной складчатостью волочения, возникшей на фоне главных структур под влиянием второстепенных движений масс пород в крыле крупного Беломорского антиклинория.

### Карельский район

Как указывалось выше, Карельский район является частью обширного пояса карелид, заключенного между Свеко-Фенским массивом архея с юго-запада и Беломорским блоком с северо-востока. Этот район имеет сложное тектоническое строение, основные особенности которого определяются структурными элементами различных возрастов и типов. Изучение их проведено весьма неравномерно и пока далеко недостаточно.

При рассмотрении тектоники данного района нельзя не учесть специфики изучения древнейших складчатых сооружений в связи со значительной глубиной эрозии, в результате которой в протерозойской геосинклиналино-складчатой области (пояс карелид) на современной поверхности наряду с протерозойскими осадочно-метаморфическими и магматическими образованиями широкое, даже иногда преобладающее распространение имеют кристаллические породы архея, главным образом гранитоиды, которые в различной степени преобразованы карельской складчатостью и сопровождавшим ее интрузивным магматизмом. Таким образом, на значительной площади Карельского района наблюдению доступны наиболее глубокие части карельских складчатых сооружений, сложенных древнейшими, архейскими образованиями, на фоне которых выделяются складчатые структуры ниже- и среднепротерозойских отложений.

Характеризуя главные черты строения области карелид Карелии, К. О. Кратц (1955) отмечает, что на современном эрозионном срезе здесь имеют место в целом преобладающие по площади, но различные по размерам и строению (от мелких и простых до крупных и сложных) горстово-антиклинальные поднятия, сложенные в различной степени рео-

морфизованными архейскими образованиями. Последние спаяны между собой относительно узкими синклинальными зонами сложноскладчатых глубоко метаморфизованных геосинклинальных отложений и глубинными интрузиями нижнего протерозоя. Местами сохранились относительно слабо дислоцированные и слабо метаморфизованные отложения среднего протерозоя, прорванные гипабиссальными основными интрузиями и дискордантно залегающие на складчатых структурах нижнепротерозойских и архейских образований. Эти структурные особенности позволили К. О. Кратцу различать в строении карелид Карельского района ряд структурных ярусов. Нижний ярус, образованный архейскими кристаллическими породами, которые вследствие карельской складчатости претерпели главным образом глыбовые дислокации с сопровождавшим их ультраметаморфизмом. Средний ярус, сложенный глубоко метаморфизованными сложно складчатыми отложениями нижнего протерозоя, и, наконец, верхний ярус слабо метаморфизованных, полого дислоцированных отложений среднего протерозоя, образующих дискордантные по отношению к указанным структурным ярусам «наложенные» складчатые структуры. Такое, отличное от других представлений, отмеченных выше (Полканов, 1939, Väygunen, 1939, Шатский, 1946, Харитонов, 1955, 1957), понимание главных геологических особенностей данной территории приводит к иному толкованию ее тектонического строения, изложенному ниже.

В соответствии с характером и возрастом докембрийских образований, типом образованных ими структур и положением последних в общей структуре Карельского района, в последнем намечается ряд крупных тектонических зон (Кратц и Нумерова, 1957; Перевозчикова, 1957; Кратц, 1958), имеющих общее северо-западное простираие (см. рис. 77).

С юго-запада на северо-восток и север выделяются — Восточно-Финляндская, Западно-Карельская, Восточно-Карельская и Северо-Карельская синклиновые и соответственно разделяющие их Восточно-Финляндская, Центрально-Карельская и Северо-Карельская антиклинорные зоны. Синклиновые зоны характеризуются распространением мощных сложно складчатых геосинклинальных отложений протерозоя, тогда как в связи с глубокой эрозией складчатых структур карелид, в антиклинорных зонах выступают почти исключительно архейские образования и прорывающие их интрузии протерозоя.

Проведение границ между этими сопряженными структурными элементами, имеющими общие крылья, является в известной мере условным. В ряде случаев установление этих границ еще более затрудняется отмеченным выше глубоким эрозионным срезом, в связи с чем даже в синклиновых зонах местами широкое распространение имеют архейские образования.

Восточно-Финляндская синклиновая зона, расположенная большей частью в Восточной Финляндии, заходит на территорию Карельской АССР в крайней ее юго-западной части, в районе северного и северо-западного побережья Ладожского озера. На юго-востоке она частью прерывается крупным Туломозерско-Питкярантским массивом иотнийских гранитов рапакиви, частью же скрывается под слабо дислоцированными образованиями верхнего протерозоя и палеозоя. Северо-восточной границей ее является зона контакта между нижне- и среднепротерозойскими отложениями и архейскими образованиями Восточно-Финляндской антиклинорной зоны, на значительном своем протяжении являю-

щейся тектонической. В плане она представляет собой ломаную линию, проходящую через с. Вяртсиля — северный берег оз. М. Янис-Ярви, верховья р. Уксун-йоки — оз. Коват-Ярви (район оз. Туломозеро).

Юго-западная граница Восточно-Финляндской синклинойной зоны остается пока неизвестной. По мнению Н. Г. Судовикова (1954), в нее следует включить также территорию Карельского перешейка до Выборгского массива гранитов рапакиви. Во всяком случае, типичные для этой территории отложения ладожской серии распространены вплоть до юго-западной границы республики, за пределами которой, очевидно, и проходит граница данной зоны.

Расположенная непосредственно северо-восточнее Восточно-Финляндская антиклинорная зона также заходит с территории Восточной Финляндии в пределы Карелии только своим юго-восточным краем, вдоль государственной границы, примерно на отрезке между с. Вяртсиля и широтой оз. Кимас-Озеро. Параллельная ей Западно-Карельская синклинойная зона в виде широкой полосы северо-западного простираения охватывает значительную часть территории Западной и Южной Карелии. На юго-востоке, на южной окраине Балтийского щита, эта зона погружается под слабо нарушенные отложения верхнего протерозоя и палеозоя, а на северо-западе прослеживается в районе озер Кимас-озеро и Верх. Куйто. Характер самой северо-западной части этой зоны за отсутствием достаточно детальных геологических съемок неясен. Несомненно, что в Северной Карелии, она граничит с Северо-Карельской антиклинорной зоной, а на западе уходит на территорию Финляндии.

Северо-восточная граница Западно-Карельской синклинойной зоны определяется линией, ограничивающей поле распространения нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных образований от Центрально-Карельской антиклинорной зоны. В центральной ее части (район озер Сег-Озеро и Елм-Озеро) эта граница является тектонической, а к северу (между озерами Руг-озеро и Ср. Куйто) отмечается серией интрузий нижнепротерозойских гранитоидов, которые располагаются вдоль юго-западной окраины соседней антиклинорной зоны.

Граница Западно-Карельской синклинойной зоны с Восточно-Финляндской антиклинорной зоной является пока условной. Она наметилась только в последние годы, когда в Западной Карелии были выявлены площади развития гимольской серии (кремнисто-железистой формации) нижнего протерозоя. Эти складчатые геосинклинали образования вместе с совершенно аналогичными отложениями более южных районов Карелии включаются в состав Западно-Карельской синклинойной зоны. Распространение такого типа образований в приграничной с Финляндией части Карелии до настоящего времени не установлено и поэтому эта часть территории республики относится к Финляндско-Карельской антиклинорной зоне. По-видимому, к границе этих двух структурных зон приурочена полоса развития многочисленных основных интрузий нижнего протерозоя, прослеживающаяся примерно от оз. Суо-Ярви к северо-западу (с. Лубосалма).

Восточно-Карельская синклинойная зона окаймляет с юго-запада южную часть Беломорского блока, прослеживается от южного конца оз. Топ-Озеро на юго-восток в районе кряжа Ветреный пояс, где уходит на территорию Архангельской области. Граница зоны с Беломорским блоком проводится по линии стыка последнего с площадью распространения нижнепротерозойских отложений, которые в северной части зоны с угловым несогласием залегают на породах беломорской серии, а в юго-

восточной ее части (Ветренный пояс) имеют с ними тектонический контакт. С юго-запада эта зона ограничивается линией распространения нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных образований, сменяющихся далее к западу гранитоидами различного возраста, слагающими Центрально-Карельскую антиклинорную зону.

В крайней северной части Карельской АССР расположена Северо-Карельская синклинорная зона, которая на севере и востоке окаймляется Беломорским блоком, а на западе уходит за пределы республики в северную Финляндию. Граница ее с кристаллическими образованиями Беломорского блока и Северо-Карельской антиклинорной зоной частично является тектонической, нередко залеченной интрузиями протерозойских ультраосновных и основных и кислых пород.

### Восточно-Финляндская синклинорная зона

В пределах Карельской АССР строение Восточно-Финляндской синклинорной зоны является исключительно сложным. Она характеризуется преобладающим развитием мощных, интенсивно дислоцированных отложений сортавальской и ладожской серий нижнего протерозоя, среди которых в виде изолированных «гнейсо-гранитных окон» выступают архейские образования, прорванные интрузиями протерозойского возраста. Локальное распространение здесь имеют значительно менее нарушенные отложения среднего и, вероятно, верхнего (?) протерозоя. Характерно также наличие обширных верхнедокембрийских интрузий основных и кислых пород.

В районе Северного Приладожья насчитывается свыше полутора десятка «архейских гнейсо-гранитных окон», имеющих размеры до 120—150 км<sup>2</sup> (рис. 83). Они сосредоточены в широкой неправильной полосе, расположенной вдоль северного берега Ладожского озера и разделяющей эту часть Восточно-Финляндской синклинорной зоны на две области: северо-восточную с немигматизированными отложениями нижнего протерозоя и юго-западную — характеризующуюся интенсивной мигматизацией. Эти окна — глыбы сложены архейскими гнейсо-гранитами с реликтами разнообразных гнейсов и амфиболитов, в краевых частях прорванными постладожскими гранитами и связанными с ними жильными пегматитами.

Первоначально «окна» гранито-гнейсов рассматривались в качестве эрозионных останцев архейского ложа, на неровной поверхности которого отлагались осадки ладожской формации (Торнебоhm, 1891). Позднее высказывалось мнение, что эти «окна» представляют складки типа брахиантиклиналей или «купола» (Trüstedt, 1907; Holmquist, 1928; Миндлина и Потрубович, 1946; Saksela, 1952), возникшие в результате деформации архейского фундамента в период постладожского тектогенеза. Другие исследователи придавали главное значение процессам гранитизации, в результате которых древние породы кристаллического ложа приобрели высокую пластичность и способность к подъему в виде куполообразных интрузивных масс (Eskola, 1949, 1952); предполагалось также и чисто магматическое их образование путем синкинематического внедрения гранитной магмы в период постладожского тектогенеза (Laitakari, 1916; Даминова, 1946). Наконец, Н. Г. Судовиковым они рассматривались как жесткие массы, возникшие в результате глыбовых подвижек гранито-гнейсового основания в период интенсивных дифференциальных движений среди сланцев ладожской и сортавальской серий.

Детальное изучение внутреннего строения и контактов некоторых гнейсовых «окоп» в районе г. Питкяранта (Шуркин, 1953, 1958) показало, что они представляют собой глыбы раздробленного кристаллического фундамента, участвовавшего в постладожских тектонических движениях. Контактные поверхности их чаще имеют очень крутое (75—85°) или вертикальное падение, местами даже с наклоном под массивы гнейсов (северные контакты Импилахтинского и Мурсульского блоков).

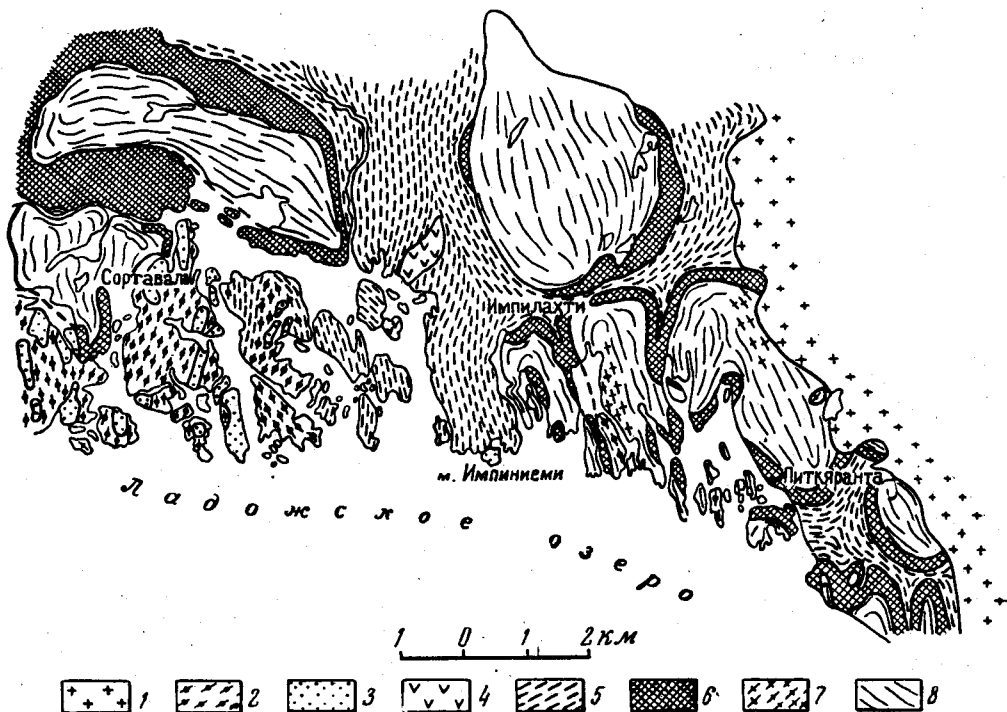


Рис. 83. Схема геологического строения северного побережья Ладожского озера (по К. А. Шуркину, 1953)

1 — иотнийские граниты рапакиви; постладожский интрузивный комплекс; 2 — мигматиты; 3 — граниты, гранодиориты; 4 — габбро-диориты, горнблендиты, мангериты; нижний протерозой; 5 — биотито-гранатовые, биотито-кварцевые сланцы и кварциты (ладожская серия); 6 — роговообманковые сланцы, мегаморфизованные известняки и амфиболиты (сортавальская серия); архейский комплекс; 7 — гнейсо-граниты; 8 — мигматизированные гнейсы и ортоамфиболиты

Исключение представляют поверхности глыб, обращенные в сторону чашеобразной Питкярантской «мульды», характеризующихся более пологим падением (40—50°). Во многих местах контактные зоны комплекса архейских гнейсо-гранитов и мигматитов с породами сортавальской и ладожской серий хорошо обнажены, что позволяет проследить тектонический характер контактов.

В центральных частях наиболее крупных блоков сохраняются реликты древней структуры, а в краевых приконтактных зонах наблюдается полная структурная перестройка, обусловленная постладожскими тектоническими движениями. Блоки малого размера целиком являются перекристаллизованными. Так, например, в центральной части больших Импилахтинского, Мурсульского и Койринойского блоков наблюдается близкое к меридиональному простирание пород с крутыми



углами падения к западу или востоку. Исключение представляет Кирьявалахтинский блок с субширотным простираением кристаллизованной сланцеватости. Гранито-гнейсы собраны в пологие складки с амплитудой 100—200 м и шириной до 1,0—1,5 км, оси которых имеют северо-восточное, иногда близкое к восточному погружение. Такова же ориентировка линейности и осей мелких складок волочения, возникших в процессе дифференциальных движений.

Широкое развитие имеют мелкие разрывы и расколы, в том числе и межбужинные, выполненные гранитными, аплитовыми и пегматитовыми жилами. В периферических зонах гранито-гнейсовых массивов происходит полная структурная перестройка их. Развиты здесь главные структурные элементы (линейность, сланцеватость) связаны с постладожской складчатостью, для которой исключительно характерно юго-восточное (150—160°) погружение осей под углами 30—40°. Такая же ориентировка осей складок и линейности наблюдается повсеместно в породах ладожской серии на всей территории Северного Приладожья. Сами гнейсы в целом выступают в качестве жестких ядер антиклинальных структур, между которыми породы сортавальской и ладожской серий оказываются зажатыми в виде глубоких и узких, редко пологих и широких синклинальных погружений. Изменение элементов залегания пород и ориентировка структурных элементов в периферических частях гнейсовых блоков, полностью совпадающих с тектонической структурой отмеченных серий, несомненно связаны с постладожским тектогенезом. В данном случае совершенно четко устанавливается структурная перестройка глыб кристаллического фундамента в краевых частях путем перекристаллизации и пластической деформации. Эта перестройка происходит в условиях регионального метаморфизма и интенсивного проявления дифференциальных движений, т. е. в той области складчатого пояса, где еще не получают широкого развития процессы ультраметаморфизма и палингенеза, и по этой причине в центре крупных глыб сохраняются реликты древнейшей структуры.

В более глубоком срезе той же складчатой зоны, например в западной части Северного Приладожья, где наблюдается интенсивное развитие постладожских гранитов, гранито-гнейсов и мигматитов; почти исчезают вещественные и структурные различия между вмещающими ультраметаморфизованными ладожскими породами и древними гранито-гнейсами (юго-западнее г. Сортавала).

При общем северо-западном простираении складчатых структур Восточно-Финляндской синклинорной зоны развиты здесь нижнепротерозойские отложения отличаются весьма изменчивым простираением и крутым падением, в значительной мере определяемыми контурами архейских блоков, залегающих среди сланцев, и краем Восточно-Финляндского антиклинория.

В северной части рассматриваемой территории (в районе оз. Б. Янис-Ярви), расположенной между крупным Кирьявалахтинским блоком архея с юго-запада и юго-западным краем Восточно-Финляндского антиклинория с северо-востока, нижнепротерозойские отложения составляют сложную синклинальную структуру северо-западного простираения, имеющую здесь ширину более 30 км (рис. 84). В осевой части этой синклинали, осложненной складками меньшего порядка, залегают породы нижней толщи ладожской серии. Эти породы, выступающие в замке Леппяниемской антиклинали, которая разделяет расположенную юго-западнее Маткасельскую и находящуюся с северо-востока Пялжярвин-

скую синклинали, отличаются широким развитием высокоглиноземистых отложений средней и, частью, амфиболитов и кварцитов верхней толщ ладожской серии. При более или менее выдержанном северо-западном простирании складки имеют крутое падение крыльев (под углами 65—80°). Указанные синклинали, примыкающие к центральной антиклинали, характеризуются вертикальными, частью круто наклонными на юго-запад и северо-восток в сторону выступов архейского основания плоскостями (Кратц и Демидов, 1956 г.).

Северо-западнее оз. Вахва-Ярви в северо-восточном крыле Маткасельской синклинали породы ладожской серии прорваны интрузией

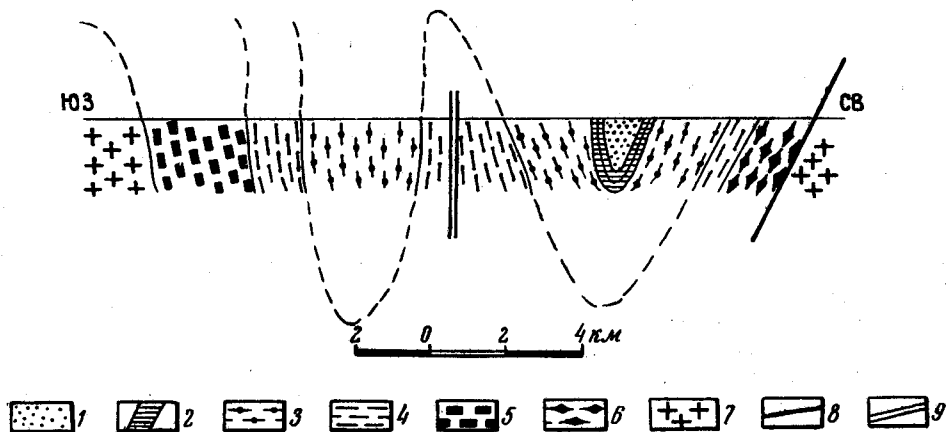


Рис. 84. Геологический профиль у оз. Б. Янис-Ярви (по К. О. Кратцу и Н. Ф. Демидову, 1953)

1 — кварциты и биотито-кварцевые сланцы; 2 — параамфиболиты, 3 — кварциты, биотитовые и ставролит-кордиерито-андалузитовые сланцы; 4 — слоистые кварциты и биотитовые сланцы; 5 — амфиболовые сланцы; 6 — карбонатные породы; 7 — граниты и гнейсо-граниты; 8 — разломы; 9 — линия совмещения профилей

поздненижнепротерозойских микроклиновых гранитов. В юго-западном крыле этой синклинали, примыкающем в Кирьявалахтинскому блоку архея, из-под ладожских сланцев выходят амфиболовые сланцы и скарированные карбонатные породы сортавальской серии, которые, окружая архейский блок, отходят от него на северо-запад, образуя Рускеальскую антиклиналь. С такими же крутыми углами падения крыльев (70—80°) она погружается в северо-западном направлении, в связи с чем в районе с. Рускеала породы сортавальской серии уходят под ладожские сланцы.

На юго-восток Маткасельская синклинали продолжается до р. Янисйоки, где она несогласно соприкасается с меридиональными складками Импилахтинской синклинали, расположенной восточнее. По всей вероятности, тут имеет место меридионального направления сброс (взброс (?)), по которому породы Маткасельской синклинали были приподняты или, возможно, взброшены на восток в сторону Импилахтинской синклинали, о чем свидетельствует наблюдающееся местами опрокинутое на восток залегание пород ее западного крыла (вдоль р. Янисйоки). Пялкярвинская синклинали находит свое продолжение на восточном берегу оз. Б. Янис-Ярви и далее на юго-востоке в районе с. Суйстамо, огибая направленный к югу выступ Восточно-Финляндского антиклинория, эта синклинали меняет свое простирание на меридиональное,

затем далее снова следует на юго-восток, где носит название Леппясюрьской (Потрубович, 1958 г.). Севернее Коккосельского архейского блока ладожские сланцы круто падают на юг под гнейсо-граниты архея, что свидетельствует об опрокинутом на север залегании южного крыла синклинали, по-видимому, возникшем в результате крутого надвига (взброса) Коккосельского блока на север. Далее на юго-восток эта синклиналь снова погружается и в ее ядре опять появляются сланцы средней толщи ладожской серии. Здесь данная синклинальная структура дискордантно обрывается интрузией гранитов рапакиви.

Между Кирьявалахтинским и Коккосельским гнейсо-гранитовыми блоками породы сортавальской и перекрывающей ее ладожской серий слагают Импилахтинскую синклиналь, которая к северу прослеживается до оз. Б. Янис-Ярви и к югу через п-ов Импини-еми на острове Ладожского озера. Ее строение усложнено осевой антиклиналью, сложенной сланцами нижней толщи ладожской серии и прорванной габбро-перидотитовыми интрузиями Вялимяки и о-ва Мякисало. Эта антиклиналь разделяет расположенные восточнее и западнее синклинали, имеющие ширину в 4—5 км, в ядрах которых появляются породы средней толщи ладожской серии (рис. 85).

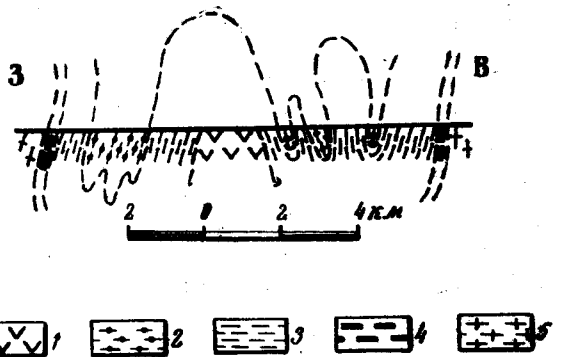


Рис. 85. Геологический профиль через Импилахтинскую синклиналь (по К. Ю. Кратцу и Н. Ф. Демидову, 1957)

1 — интрузивные основные и ультраосновные породы; 2 — слоистые кварциты, кварцево-биотитовые и ставролит-биотитовые сланцы; 3 — слоистые кварциты, биотитовые сланцы; 4 — амфиболовые сланцы; 5 — гнейсо-граниты

По ритмичной слоистости в сланцах ладожской серии, отчетливо подтверждающей вышеописанные складчатые структуры, в Импилахтинской синклинали устанавливается еще серия более мелких складок шириной в сотни метров. Падение пород в пределах Импилахтинской синклинали также очень крутое под углами 75—85°.

В северной части синклинали наблюдаются мелкие складки опрокинутые на восток, в сторону от предполагаемого меридионального взброса (?) вдоль р. Янис-йоки.

На северо-восточном берегу Ладожского озера и прилежащих островах, где на поверхности выступают многочисленные крупные и малые гнейсо-гранитные глыбы, нижнепротерозойские отложения образуют зажатые между ними узкие крутые синклинали, прихотливо повторяющие сложные контуры древних блоков и нередко вдающиеся в них в виде таких же узких клиновидных синклинальных складок (Trüstedt, 1907; Миндлина и Потрубович, 1946; Шуркин, 1953, 1958). Эти узкие межглыбовые синклинальные структуры стоят на головах или с очень крутым падением простираются параллельно поверхностям ограничивающих их глыб. Южнее г. Питкяранта в расширенном межглыбовом пространстве, к которому с разных сторон подходит целая серия крутых изоклинальных межглыбовых складок, нижнепротерозойские отло-

жения выполаживаются, образуя неправильной формы мульдообразную структуру с падением крыльев под углами  $40-50^\circ$  (Питкярантская мульда Шуркина, 1958).

Непосредственно к востоку нижнепротерозойские складки и гнейсо-гранитные глыбы срезаны Питкярантско-Туломозерской интрузией гранитов рапакиви.

Структура юго-западной части рассматриваемой территории пока еще слабо изучена. Это объясняется как относительно слабой обнаженностью данного участка, так и интенсивным развитием здесь процессов мигматитизации и гранитизации, превративших нижнепротерозойские сланцы в различные мигматиты и метасоматические граниты, нередко трудно отличимые от реоморфизованных гнейсо-гранитов архея. В целом здесь мигматитизированные сланцы имеют то же общее северо-западное простирание с местными и иногда значительными отклонениями. К. О. Кратц и Н. Ф. Демидов (1958) и на этом участке указывают на наличие глыб архейского основания, окруженных сланцами. Ряд таких крупных гнейсо-гранитных глыб, ранее рассматривавшихся как сильно гранитизированные сланцы ладожской серии, отмечаются к западу от Сортавальской глыбы. Эти гнейсо-граниты так же, как и породы, слагающие соседнюю Сортавальскую глыбу, образуют меридионального направления крутопадающие ( $70-90^\circ$ ) архейские структуры, ориентировка которых в краевых частях становится параллельной контурам глыб.

Более мелкие архейские глыбы, сложенные сильно регенированными породами, отмечаются к югу от упомянутых выше. Мигматитизированные (огнейсовые) сланцы, распространенные между этими глыбами, также образуют обрамляющие их относительно узкие сжатые нормальные или асимметричные синклинали шириной в несколько километров и падением крыльев от глыб под углами  $45-75^\circ$ . Эти крылья в свою очередь осложнены более мелкими складками шириной от нескольких сотен метров до 1 км. Нередко в ядрах таких мелких антиклинальных структур среди пород ладожской серии на поверхность выходят породы сортавальской серии и реже архея.

Местами выявляются относительно крупные куполовидные структуры, сложенные сланцами нижнего протерозоя, и, вероятно, представляющие собой более высокие сечения описанных выше гнейсо-гранитных глыб. Примером таких структур является неправильно-овальная, куполовидная антиклиналь о-ва Тулолан-саари длиной не менее 16 км, частью скрытая под водами Ладожского озера. Для этой антиклинали характерны широкое ядро, сложенное полого залегающими ( $10-25^\circ$ ) мигматитизированными породами сортавальской и ладожской серий с многочисленными мелкими телами постладожских гранитов, и крутопадающие, под углами  $45-70^\circ$  от центра, крылья. Аналогичные антиклинальные структуры, намечающиеся к северу и западу от с. Лахденпохья и в других местах, пока слабо изучены.

Для юго-западной части рассматриваемой территории весьма характерно наличие среди мигматитизированных нижнепротерозойских и частью архейских (?) образований многочисленных тел метаморфизованных основных пород, диоритов и гранитов, залегающих, как правило, согласно с вмещающими их мигматитами. На побережье и островах Ладожского озера и к востоку от с. Лахденпохья складчатые мигматитизированные нижнепротерозойские сланцы и залегающие в них интрузии прорваны сложным дифференцированным магматическим комплексом о-ва Пут-Сари.

Помимо описанных выше крупных складчатых структур, для развитых здесь образований характерны некоторые мелкие структурные формы (мелкие складки, плейчатость, структуры будинажа и др.), подробно изученные Н. Г. Судовиковым (1954) и К. А. Шуркиным (1958).

Мелкие складки и плейчатость, встречающиеся как в сланцах нижнего протерозоя, так и в преобразованных одновременно с ними крае-

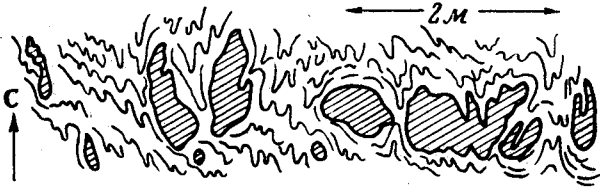


Рис. 86. Будинированная гранитная жила (косая штриховка) в слюдяных сланцах (по Судовикову, 1954)

вых частях гнейсо-гранитных блоков, представляют собой складки волочения и скольжения (Шуркин, 1953; 1958). На северо-восточном берегу Ладожского озера (Импилехти—Питкяранта) К. А. Шуркин отмечает выдержанное погружение осей мелких складок и плек на юго-восток под углами  $30-50^\circ$ , которое он считает характерным для большей части территории Северного Приладожья. Местами несомненно устанавливаются и более крутые, даже вертикальные положения осей мелких складок (Судовиков, 1954; Кратц и Демидов, 1958 г.), осложняющих круто залегающие крылья крупных сжатых складок.

Возникновение мелких складчатых структур, как указывают Н. Г. Судовиков и К. А. Шуркин, произошло в период дифференциальных движений, охвативших нижнепротерозойские сланцы и прилегающие к ним части архейских пород в конечный этап «постладожского тектогенеза».

При общих интенсивных деформациях разнородных нижнепротерозойских образований (сланцев и их мигматитов) и заключенных в них жильных тел, сложенных разнообразными магматическими породами, широко проявились структуры будинажа (рис. 86, 87). Для района Северного Приладожья Н. Г. Судовиков (1954) различает два главных типа будинажа. Первый тип, характерный главным образом для немиг-

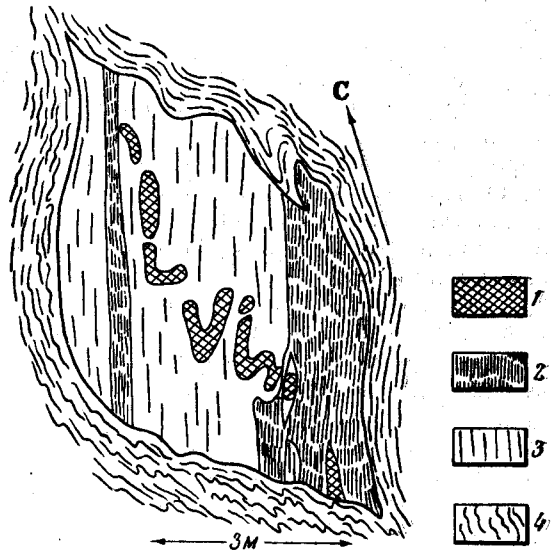


Рис. 87. Блок будинированных сланцев в мигматизированном слюдяном сланце (по Н. Г. Судовикову, 1954)

1 — протексо-плагноклазовая порода; 2 — амфиболовые сланцы; 3 — биотитовые сланцы; 4 — мигматизированные сланцы

матизированных сланцев, развитых в восточной и северо-восточной частях данной территории, характеризуется тем, что межбудижные пространства выполнены жильным кварцем или пластическими во время деформации сланцами. Во втором типе, широко проявленном в юго-западной области мигматитизации, межбудижный материал представлен пегматитом или сильно мигматитизированными сланцами (и гнейсами). Н. Г. Судовиков выделяет структуры будинажа двух периодов. Ранние из них возникли в период складчатости и метаморфизма до интрузии основных и кислых пород и секутся жилами последних. Поздние структуры будинажа развивались после указанных интрузий, жильные тела последних вместе с вмещающими породами участвовали в дислокациях в период интенсивных дифференциальных движений и одновременных с ними процессов мигматитизации.

К сходным по своему происхождению, но более крупным образованиям, по мнению Н. Г. Судовикова, относятся тела «постладожских» основных пород, рассматривающиеся им как бескорневые («мертвые») интрузии в толще ладожских сланцев, оторванные от своих корней в поздний (постскладчатый) период дифференциальных движений.

Многими исследователями среди пород нижней толщи ладожской серии отмечались образования, получившие название «шаровых» сланцев. В них округлого или овального сечения длинные трубообразные, стержневидные тела известково-силикатных пород располагаются цепочками. Данные образования встречаются в кварцитовых прослоях среди сланцев. Исключительно редко эти же породы образуют тонкие невыдержанные прослойки. Н. Г. Судовиков рассматривает их как будинированные прослойки метаморфизованных первично известковых пород, залегающих среди терригенных осадков ладожской серии. К. О. Кратц и Н. Ф. Демидов (1958 г.) склонны видеть в них известково-силикатные конкреции, возникшие в период диагенеза ладожских осадков и затем метаморфизованные вместе с окружающими сланцами (метаконкреции).

Среди мелких структурных форм широко распространены перистые трещины, выполненные жильным материалом. Они наблюдаются как в сланцах, так и в интрузивных образованиях. Н. Г. Судовиков считает, что возникновение этих трещин также связано с дифференциальными движениями, нередко одновременными с образованием будинаж-структур (рис. 88). Зона перистых трещин, как и другие структуры, связанные с дифференциальными движениями, характеризуются северо-западным или субмеридиональным простиранием.

В развитии тектонических структур в комплексе нижнепротерозойских пород Северного Приладожья Н. Г. Судовиков (1954) различает четыре последовательные фазы (по К. А. Шуркину — три периода) постладожских дислокаций. К наиболее ранней фазе относится складчатость нижнепротерозойских отложений, сопровождавшаяся региональным метаморфизмом последних. За ней последовала фаза расколов с внедрением по ним основной и затем кислой магм. В третью фазу имели место интенсивные дифференциальные движения, в результате которых гнейсо-гранитовое основание разбивалось на блоки и глыбы, местами «внедрявшиеся» в покров ладожских пород. При этом имели место сильный катаклиз и милонитизация в краевых частях глыб и вдоль внутренних расколов. Одновременно происходила мигматизация, более интенсивная на юго-западе района, и возникновение многих мелких структурных форм, связанных с дифференциальными движениями.

В четвертую фазу затухания дислокаций возникали разрывы с образованием по ним даек и жил аплитовидных и некоторых других гранитов и части пегматитов.

Более поздние тектонические движения, имевшие место в верхнепротерозойское время, проявились здесь в образовании расколов, заполненных гранитами рапакиви и связанными с ними жилами аплитов, пегматитов и иотнийских габбро-диабазов. Характер дислокаций, определивших размещение гранитов рапакиви, в данном районе пока неизвестен. Контуры интрузии, занимающей огромное пространство от северо-восточного берега Ладожского озера до оз. Тулом-Озера, во всех

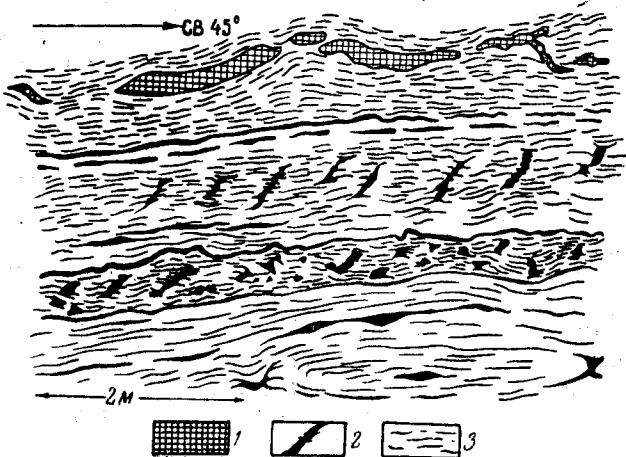


Рис. 88. Структура будинаж и перистые трещины в мигматизированных сланцах (по Н. Г. Судовикову, 1954)  
1 — будины пироксено-плагноклазовой породы; 2 — кварцево-полевошпатовая инъекция; 3 — мигматизированные сланцы

установленных случаях являются резко секущими по отношению к складчатым структурам нижнепротерозойских и частью среднепротерозойских отложений. Расколы, к которым приурочены дайки иотнийских габбро-диабазов (район г. Сортавала и близлежащие острова Ладожского озера), имеющие выдержанное северо-западное простирание и крутое или вертикальное падение, являются секущими относительно структуры вмещающих пород (Кратц, 1950).

На северо-восточной окраине Восточно-Финляндской синклинойной зоны, в подзоне оз. М. Янис-Ярви распространены разнообразные образования нижнего и среднего протерозоя. С северо-востока эта подзона граничит с гнейсо-гранитами Восточно-Финляндского антиклинория, имеющими изменчивое, но в целом северо-западное простирание гнейсовидности при крутом ( $50\text{--}80^\circ$ ) падении на юго-запад и северо-восток. В непосредственной близости к протерозойским образованиям архейские породы прорваны интрузиями нижнепротерозойских гранитов, а также дайками габбро-диабазов среднего протерозоя того же северо-западного простирания. Контакт гнейсо-гранитов с супракрустальными гольцами протерозоя на большем своем протяжении является тектоническим (Hausen, 1930).

В юго-восточной части подзоны оз. М. Янис-Ярви (район с. Ялонвара) выступает ялонварская толща нижнего протерозоя (Потрубович,

1955 г.). Плохая обнаженность этого участка при относительном однообразии развитых здесь вулканогенных толщ не позволяет интерпретировать структуру его. С северо-востока ялонварская толща граничит с архейскими гнейсо-гранитами. Соотношения между этими породами неясны. Местами вдоль их контакта расположены интрузии нижнепротерозойских микроклиновых гранитов. На юго-западе вулканыты ялонварской толщи граничат с отложениями среднего протерозоя.

На данном участке ялонварская толща образует, по-видимому, часть сложной антиклинальной структуры северо-западного простирания, крылья которой падают под крутыми, редко средними углами преимущественно на юго-запад. Эта структура осложнена более мелкими складками того же простирания и интрузиями протерозойских гранитов, обнажающихся в ядре ее. Складки ялонварской толщи нижнего протерозоя несогласно перекрыты отложениями среднего протерозоя в виде останцов, сохранившихся в районе р. Хатуоя и к югу от него.

К северо-западу на остальной площади подзоны оз. М. Янис-Ярви распространены сортавальская и ладожская серии нижнего протерозоя и онежская серия среднего протерозоя.

Северо-восточная граница площади распространения этих нижнепротерозойских отложений на всем своем протяжении является тектонической. В западной половине оз. М. Янис-Ярви на северном его берегу против горы Линнунваара породы сортавальской серии отделены от расположенных севернее древнейших гнейсо-гранитов узкой глубокой тектонической ложбинкой субширотного направления, выполненной четвертичными отложениями. Эта тектоническая линия прослеживается восточнее в том же направлении, где она представлена зоной бластомилонитов на южном берегу мыса Коркеаними, и далее, проходя вдоль глубокой обрывистой долины, отделяет крайний юго-восточный конец этого мыса, сложенный породами сортавальской серии, от расположенных севернее темно-серых галечниковых кварцитов среднего протерозоя. В северной части мыса Питкяниеми к складкам сланцев ладожской серии субширотного простирания с севера подходят породы среднего протерозоя с северо-восточным простиранием (Демидов и Соколов, 1958). Здесь же на берегу наблюдается зона интенсивно рассланцованных в субширотном направлении пород среднего протерозоя. Далее на юго-восток вдоль контакта нижнепротерозойских и среднепротерозойских отложений залегают крутопадающие трещинные дайковые интрузии метагаббро-диабазов. Как показывает изучение керн пробуренных здесь скважин (южнее с. Ялонвара), в контактах габбро-диабазовых интрузий с окружающими породами также проходят зоны милонитовых сланцев.

Нижнепротерозойские отложения, простираясь на северо-запад, падают на юго-запад под углами  $40-75^\circ$ . На фоне этого моноклинального залегания наблюдаются складки шириной в несколько сотен метров и более мелкие, частью с нормальным, но крутым падением крыльев, частью же круто опрокинутые на северо-восток (о-в Ниинисаари, мыс Питкяниеми). Оси мелких складок погружаются большей частью на юго-восток под углами  $15-45^\circ$ . Вдоль оз. М. Янис-Ярви в северо-западном направлении эти отложения разбиты многочисленными продольными сбросами и взбросами, по которым они круто надвинуты на северо-восток (острова Ниинисаари, Контио-саари, мыс Коркеаними, северная часть мыса Питкяниеми).



Среднепротерозойские отложения образуют узкую полосу длиной 25 км, протягивающуюся от средней части северного берега оз. М. Янис-Ярви (мыс Коркеаниеми) на юго-восток до района с. Ялонвары. На всем этом протяжении они отделены от расположенных к юго-западу образований ладожской и сортавальской серий, как указывалось выше, тектоническими зонами, частью заполненными трещинными интрузиями более молодых метагаббро-диабазов. Граница среднепротерозойских отношений с расположенными севернее архейскими гнейсо-гранитами также проходит большей частью вдоль разлома (Hausen, 1950).

По мнению К. О. Кратца и Н. Ф. Демидова (1958), среднепротерозойские отложения сохранились здесь в синклинальной структуре типа «наложенных мульд», весьма характерного для аналогичных образований Южной и Центральной Карелии (см. ниже). Эта структура, дискордантная по отношению к структурам нижнего протерозоя и архея, унаследовала северо-западное простирание нижнепротерозойских складок при падении пород на юго-запад под углами 15—40°. В районе мыса Коркеаниеми—горы Кухиласваара эта синклиналь замыкается, постепенно изменяя простирание на юго-западное и местами на северо-западное с падением слоев к центру под углами 25—50°. Вся структура осложнена многочисленными продольными, частью поперечными разломами, по которым породы круто надвинуты на северо-восток. Аналогичный разлом ограничивает эту структуру с северо-востока, где среднепротерозойские отложения опущены относительно архейских гнейсо-гранитов. Вдоль зон разломов наблюдается нередко более крутое падение слоев (50—75°).

Как стратиграфические соотношения выделяемых ниже- и среднепротерозойских образований (см. стратиграфия), так и тектоника среднепротерозойских отложений различными исследователями трактуется различно. В течение длительного времени считалось, что «ладожские» (нижнепротерозойские в данном томе) сланцы надвинуты на северо-восток, на более молодые «ятулийские» (среднепротерозойские в данном томе) отложения (Sederholm, 1932; Wegmann, 1928; Hausen, 1931; Väyrynen, 1933, 1954; Судовиков, 1954 и др.). В противоположность этому, Л. Н. Потрубович (1956 г.) выдвинула представление о согласном налегании более молодых «ладожских» (калевийских по Вяйринену) пород на «ятулийские». Это мнение находило подтверждение в том, что при общем северо-западном простирании и моноклинальном падении всех указанных пород на юго-запад «ятулийские» отложения, залегающие на архейском основании, сменяются в том же направлении «ладожскими» (см. рис. 24).

Изучение тектоники в области замыкания среднепротерозойской синклинали (мыс Коркеаниеми—мыс Питкяниеми), произведенное Н. Ф. Демидовым и В. А. Соколовым (1958), показало, что «ладожские» породы смяты здесь в линейные складки выдержанного субширотного простирания, к которым с севера под большими углами подходят среднепротерозойские породы, образующие в этом районе область замыкания пологой синклинальной складки, срезанную с юга «ладожскими» складками (см. рис. 25). На мысе Коркеаниеми и мысе Питкяниеми в непосредственных обнажениях наблюдаются зоны бластолимонитов, следующих вдоль контакта «ладожских» и ятулийских пород.

Разное толкование получила эта структура также в своей юго-восточной части, где, по данным буровых работ, Л. Н. Потрубович

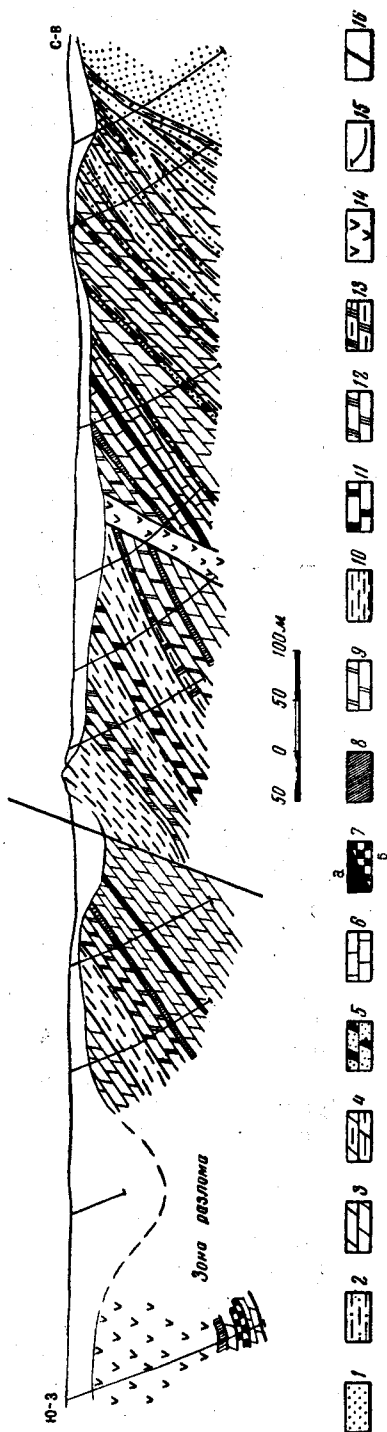


Рис. 89. Геологический профиль через восточную часть полосы среднепротерозойских отложений района оз. М. Янис-Ярви (по Н. Ф. Демидову, К. О. Кратцу и В. А. Соколову, 1958)

1 — кварцито-песчаники и песчаники; 2 — переслаивание песчаных и глинистых сланцев; 3 — доломиты разнозернистые и разноцветные; 4 — переслаивание доломитов, глинистых сланцев и песчаников; 5 — доломито-кремнистые породы; 6 — известняки; 7—4) кварцито-песчаники, песчано-глинистые и глинистые сланцы, с прослоями гематитовых руд; 8 — известняки; 9 — известняки; 10 — известняки; 11 — известняки; 12 — известняки; 13 — известняки; 14 — известняки; 15 — известняки; 16 — известняки.

веро-запад. Против самого «хутора Партанен» в ядрах антиклинальных складок выступают подстилающие их карбонатные породы и сланцы,

(1956 г.) рассматривает ее как серию небольших складок, опрокинутых на северо-восток, а другими исследователями в том же профиле отмечается ряд параллельных, надвинутых с юго-запада на северо-восток взбросов с амплитудой в десятки метров, частью заполненных интрузивными диабазами (рис. 89). Эти разрывные дислокации аналогичны разломам в северо-западной части рассматриваемой структуры. Таким образом можно сделать вывод, что юго-западное крыло этой синклинали тектонически срезано. Северное крыло, как указывает Л. Н. Потрубович (1955 г.), постепенно выклинивается в юго-восточном направлении, хотя частично оно несомненно срезается трещинной габбро-диабазовой интрузией. Разрывные нарушения, сыгравшие важную роль в тектонике данного участка и в размещении даек основных пород, частью захватили и последние, вызвав появление в них зон рассланцевания и милонитизации.

Если окажется правильным представление о базальном для среднего протерозоя характере конгломератов «хутора Партанен» южного берега оз. М. Янис-Ярви (см. Стратиграфию), в таком случае они могут представлять собой реликт юго-западного крыла описанной синклинали, сохранившейся от эрозии в грабенообразном опускании. На самом берегу озера указанные конгломераты смяты в серию мелких крутых складок, простирающихся на се-

отнесенные к сортавальской серии. С юго-запада конгломераты отделены от пород ладожской серии мощной вертикальной зоной милонитов того же простираия.

К Восточно-Финляндской синклинорной зоне отнесен также участок оз. Туломозеро—оз. Коватярви, отделенный от главной площади распространения протерозойских образований Северного Приладожья Питкярантско-Туломозерским массивом гранитов рапакиви. Здесь нижнепротерозойские образования известны лишь на небольшой площади в районе оз. Коватярви между габбро-диабазами среднего протерозоя на западе и прерывающими их гранитами рапакиви на юго-западе. Согласно В. А. Соколову, нижнепротерозойские породы слагают здесь несколько опрокинутую на северо-восток антиклиналь, в ядре которой выходит пестрая толща с резким преобладанием карбонатных пород, характерная для сортавальской серии, и сменяющие ее на крыльях тонкослоистые слюдяные сланцы ладожской серии. Эта складчатая структура несогласно сечется вертикальной дайкой габбро-диабазов, которые восточнее и севернее в виде пластовых интрузий участвуют в складчатости вместе с отложениями онежской серии среднего протерозоя.

Такие проявления интрузий габбро-диабазов относительно осадочных пород указывают на то, что карбонаты и сланцы оз. Коватярви были смяты в складки ранее среднепротерозойских отложений Туломозерского участка, что является одной из причин считать их древнее последних (нижнепротерозойскими). Среднепротерозойские образования на данном участке слагают широкую, несколько вытянутую в северо-западном или субмеридиональном направлении пологую наложенную синклиналь, несогласно залегающую на архейских гнейсо-гранитах. Синклиналь осложнена мелкими, шириной в несколько километров брахискладками, особенно наглядно выявленными в ее восточной части (рис. 90). Углы падения слоев колеблются в пределах 10—25°. Эта Туломозерская синклиналь нарушена крутопадающими сбросами северо-северо-западного и частью северо-восточного простираия, наиболее крупный из которых проходит в центральной ее части примерно вдоль р. Колос. С юго-запада и юга синклиналь срезана интрузией гранитов рапакиви.

В северной части Ладожского озера К. О. Кратц (1950) предполагает существование пологой синклинальной структуры верхнепротерозойского возраста. Об этом свидетельствуют очень пологое, почти горизонтальное залегание и строение иотнийских габбро-диабазов, совершенно аналогичных габбро-диабазам, слагающим силл среди иотнийских песчаников Западно-Онежской синеклизы.

Наличие многочисленных глыб типичных иотнийских песчаников на островах Валаамского архипелага почти на всем протяжении от с. Салми на северо-восточном берегу Ладожского озера до г. Приозерска на юго-западном его берегу дает основание предполагать, что эти отложения сохранились в пределах современного Северо-Ладожского грабена. Это наиболее молодое (кайнозойское) тектоническое образование в Юго-Западной Карелии ограничено с юга сбросом, срезающим иотнийские габбро-диабазы по линии, соединяющей северные окраины Валаамских островов. Молодые разломы, прекрасно выраженные в рельефе северного берега Ладожского озера, по К. А. Шуркину (1958), являются краевыми расколами Северо-Ладожского грабенообразного опускания.



## Западно-Карельская синклинорная зона

Выделение Западно-Карельской синклинорной зоны стало возможным только в последние годы, когда в результате широкого геологического картирования, поисково-разведочных и геофизических работ выделились новые площади мощных геосинклинальных отложений нижнего протерозоя и были установлены интенсивный нижнепротерозойский кислый магматизм и гранитизация в этом районе.

Западно-Карельская синклинорная зона характеризуется наличием в общем высоко приподнятого нижнепротерозойского фундамента, в связи с чем в пределах ее широко распространены в различной степени реоморфизованные архейские образования. Обширные площади последних разделены узкими синклинальными зонами интенсивно складчатых геосинклинальных отложений нижнего протерозоя. Этот нижнепротерозойский фундамент рассечен разломами северо-западного и меридионального направлений, с которыми тесно связана пликативная тектоника покрова среднепротерозойских образований.

В Западно-Карельской, так же как и в Восточно-Финляндской синклинорной зоне, архейское основание разбито на блоки, которые окаймляются складчатыми отложениями протерозоя. Эта глыбовая тектоника кристаллического фундамента благодаря глубокому эрозионному срезу протерозойских складок местами выступает весьма отчетливо. Глыбы архея по своим размерам весьма различны: от мелких, встречающихся среди нижнепротерозойских образований синклинальных зон, до очень крупных (измеряющихся в длину десятками километров), разделяющих эти зоны. Большей частью они имеют более или менее изометричную или округлую форму, но также нередко вытянуты в северо-западном или меридиональном направлении, параллельно простиранию протерозойских складчатых структур.

О строении площадей распространения архейских пород, как правило крайне плохо обнаженных и слабо изученных, имеется сравнительно мало данных. В основном эти площади сложены гнейсо-гранитами, среди которых только иногда сохраняются участки древних гнейсов. Однако местами как, например, в западной и северо-западной частях данной зоны, благодаря широко развитым здесь процессам мигматизации и гранитизации, эти гнейсы часто неотличимы от сильно мигматизированных нижнепротерозойских пород аналогичного состава.

В связи с интенсивным нижнепротерозойским кислым магматизмом архейские гнейсо-граниты нередко сильно реоморфизованы, и только иногда сохраняют очертания исходных архейских глыб, а внутренняя структура их в значительной мере или даже полностью претерпела перестройку в период карельской складчатости. Подобные образования широко развиты в центральной, а также северной и южной частях зоны.

Рис. 90. Геологическая карта участка Коватярви-Тулдозеро. Составлена К. О. Кратц, В. А. Соколовым и К. В. Ииной (1956) с использованием материалов Северо-Западного геологического управления

1 — граниты рапакиви; средний протерозой; 2 — метадиабазы, метагаббро-диабазы; 3 — шунгит-карбонатно-сланцевая толща; 4 — терригенно-карбонатная толща (доломиты, доломитовые известняки, глинистые и песчано-глинистые сланцы с гематитовыми прослоями); 5 — кварцитовая толща (кварциты, кварцито-песчаники, глинистые сланцы, базальные сланцы); нижний протерозой; 6 — толща кварцево-биотитовых сланцев; 7 — толща карбонатных пород; 8 — толща амфиболитов, амфиболовых, графитистых и других сланцев; 9 — архейские гнейсо-граниты и граниты; 10 — слоистость; 11 — сланцеватость; 12 — зоны разрывных нарушений

В настоящее время на большой части площади Западно-Карельской синклирной зоны выделен нерасчлененный комплекс позднеархейских — нижнепротерозойских гранитоидов и сильно измененные супракрустальные образования, среди поля которых только в уцелевших от эрозии наиболее глубоко погруженных частях синклинальных структур сохранились менее метаморфизованные осадочные и вулканические породы нижнего и частью среднего протерозоя.

Западно-Карельская синклирная зона пересекает почти всю Карелию в северо-западном направлении. Вследствие общего воздымания оси ее к северо-западу она, по-видимому, замыкается западнее оз. Топ-Озеро (район озер Верхнего и Среднего Куйто), разветвляясь здесь на три части, заходящие в разделяющие и окружающие их с севера и запада архейские гнейсо-граниты соседнего антиклинория.

В этой области данной зоны встречаются более достоверные архейские гнейсы, лучше сохранившие допротерозойские структуры. Как показали исследования данного поля архея (оз. Верхнее Куйто — Шуркин, 1949 г.), кристаллизационная сланцеватость слюдяных и гранатовых гнейсов характеризуется здесь невыдержанным простираем (с преобладанием северо-восточного) при крутом изменчивом падении. Одновременно широко развиты малые структурные формы (складки волочения, линейная текстура, будинаж-структуры), аналогичные наблюдаемым в Западном Беломорье. Характерно развитие типичных полимигматитов, в которых субстрат, представленный гнейсами, тонкопослойными и полосчатыми, нередко сложно деформированными мигматитами, разбит на глыбы и обломки разной величины, сцементированные жильным гранитом, аплитовым и пегматитовым материалом. В районе озер Верхнего и Среднего Куйто зоны полимигматитов тяготеют к краевой части большого поля гранитов плагио-микроклинового состава с очень однородным северо-западным простираем и крутым падением кристаллизационной сланцеватости. Эти граниты обрамляют полосу архейских гнейсов с северо-востока и с юга. Они картируются в качестве архейских гранитов II группы, но, вероятнее всего, представляют собой палингенные граниты нижнего протерозоя, возникшие в результате полной переработки архейских образований, которые в виде ксенолитов нередко встречаются в пределах гранитного массива особенно в его приконтактовой части. Следует указать на эруптивный характер контакта гранитов с сланцеватыми амфиболитами (оз. Нижнее Куйто), залегающими в одной структурной зоне с протерозойскими кварцитами и поэтому, возможно, являющимися нижнепротерозойскими.

От западной половины оз. Среднее Куйто к северо-западу до озер Охтан-Ярви и Тихтозеро протягивается полоса архейских мигматизированных гнейсов, кристаллизационная сланцеватость которых характеризуется северо-западным простираем и крутым (70—80°) падением. С севера и запада эта полоса окружена обширными полями олигоклазовых гнейсо-гранитов архея, имеющих весьма изменчивое залегание гнейсовидности и, возможно, свидетельствующих о замыкании данной ветви северо-западного окончания Западно-Карельской синклирной зоны.

Южнее озер Верхнего и Среднего Куйто в районе оз. Нюк среди обширного поля гнейсо-гранитов и мигматитов различного возраста с реликтами гранато-биотитовых, ставролитовых, двуслюдяных гнейсов, амфиболитов и, частью, сланцев устанавливается то же общее северо-западное простираем кристаллизационной сланцеватости, которое у озер Кой-

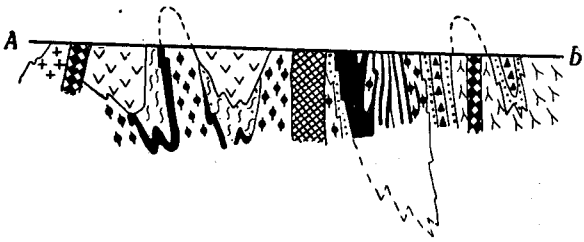
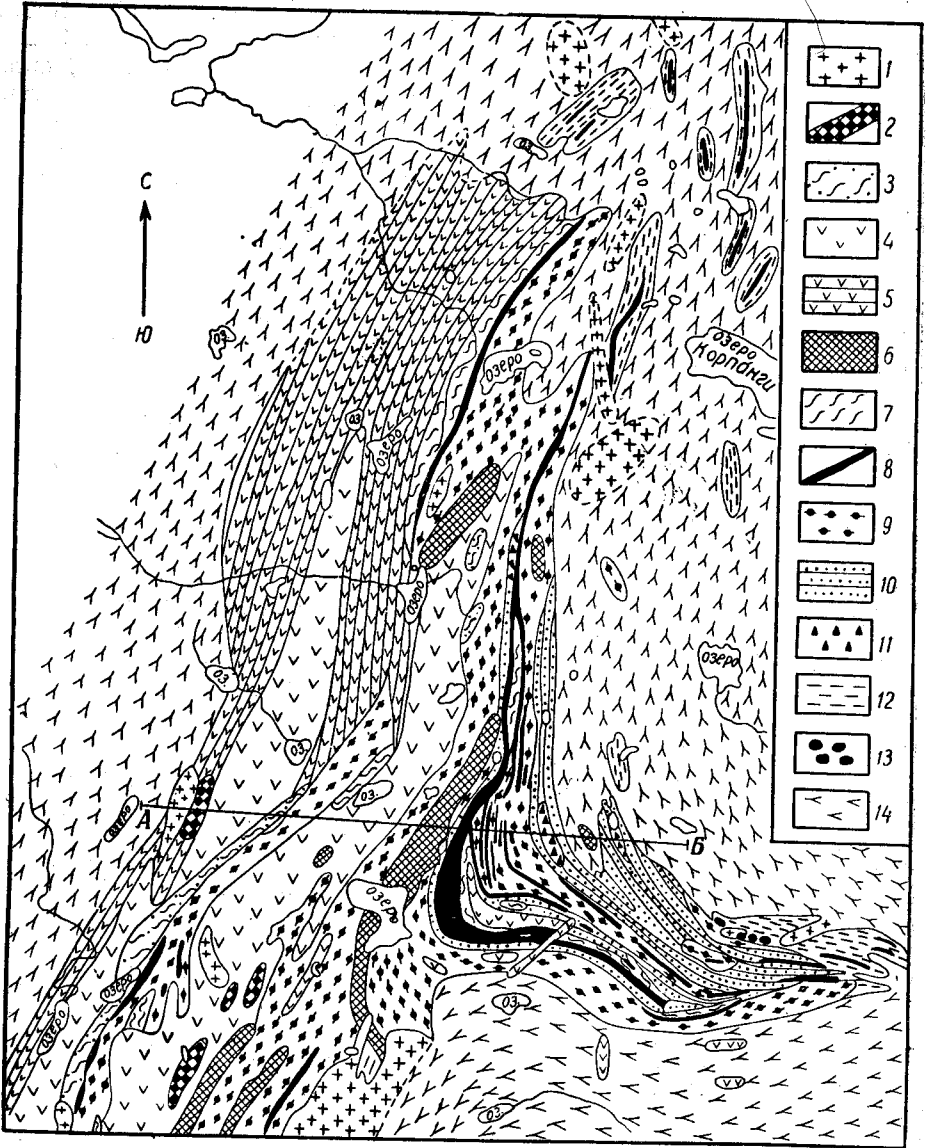
вас и Кенто отклоняется к западу, а затем к юго-западу в район Костомукшского железорудного месторождения (Островская, 1953 г.). Севернее оз. Нюк Н. А. Островская выделяет ряд широких (10—30 км) складок с крутым (50—85°) падением крыльев, частью круто опрокинутых на северо-восток и погружающихся по простиранию на северо-запад. Упомянутые выше породы в районе Костомукшского месторождения при северо-восточном простирании имеют изменчивое (40—70°), преимущественно юго-восточное падение. Костомукшская полоса структур образует юго-западное ответвление северо-западного конца рассматриваемой зоны. Эта полоса мигматизированных сланцев граничит с северо-запада и юга с обширными площадями архейских гнейсогранитов.

В упомянутой выше полосе к югу от оз. Верхнее Куйто среди частично реоморфизованных архейских образований располагается Костомукшская синклиналь, характеризующаяся северо-восточным простиранием. Она сложена породами гимольской серии и несогласно на них залегающей толщей эффузивов нижнего протерозоя (рис. 91). На северо-восток и юго-запад ось этой синклинали воздымается и здесь появляются мигматиты микроклиновых гранитов. От средней, наиболее погруженной части данной структуры на восток отходит субширотная синклинальная ветвь, характеризующаяся воздыманием оси к востоку. Продолжение этой синклинали намечается далее в том же направлении по наличию гнейсов с линзами магнетитовых кварцитов, представляющих реликты, сохранившиеся при гранитизации пород гимольской серии. В районе Костомукшского месторождения, в низах гимольской серии местами наблюдаются конгломераты с галькой архейских гранитоидов (Кратц и Чернов, 1958 г.).

Костомукшская синклиналь состоит из ряда более мелких складок шириной в 1—3 км, осложненных складками шириной в десятки, сотни метров. В породах гимольской серии эти складки имеют моноклинальное падение на юго-восток под углом 50—80° и сжатый, изоклинальный характер. В субширотной синклинальной ветви те же породы круто падают на север. В собственно рудоносных породах наблюдается микро-складчатость, характеризующая внутрислоистые деформации.

Зеленокаменная толща, распротраненная вдоль северо-западного крыла Костомукшской синклинали простирается параллельно северо-восточному направлению главной структуры и трансгрессивно (несогласно) перекрывает породы гимольской серии. О залегании основных эффузивов имеются крайне скудные сведения. По-видимому, оно менее крутое, чем в подстилающих породах гимольской серии. На юго-западном продолжении Костомукшской структуры те же эффузивы залегают на архейских образованиях. Дайки диабазов, возможно представляющие собой подводные каналы поверхностных излияний, секут складки пород гимольской серии.

Костомукшская синклиналь разбита разломами северо-восточного и частью широтного направления, маркирующимися зонами рассланцевания и милонитизации, выполненными трещинными интрузиями основных, ультраосновных и кислых пород (плагио-микроклиновые граниты). Перемещения отдельных блоков по этим разломам отчетливо устанавливаются в восточной синклинальной складке собственно Костомукшского месторождения (Гурвич и Эвенчик, 1954 г.). Зоны милонитизации встречаются также на контакте пород гимольской серии с кристаллическими образованиями архея (Кратц и Чернов, 1958 г.).





Характер складчатых структур Костомукшской синклинали и рассекающих их разрывных дислокаций свидетельствует об общем направлении движений с юго-востока на северо-запад. Вместе с тем, опрокинутая на юг широтная синклиналильная ветвь восточной синклинали, вмещающей основные месторождения железистых кварцитов, указывает на одновременное перемещение на юг расположенной севернее архейской гнейсо-гранитной глыбы.

Западно-Карельская зона в этой части разбита мощными поперечными сбросами: субширотным Ньюкозерским вдоль оз. Ньюк и более южным западо-северо-западного направления Челмозерским, проходящим вдоль оз. Челмозеро на юго-восток до района Андроновой Горы, по которым глыбы соответственно южнее ступенчато опущены друг относительно друга.

В связи с этими разрывными дислокациями к югу в районе озер Хедозеро и Большозеро появляются нижнепротерозойские и среднепротерозойские образования (Мотычко, 1947 г.; Перевозчикова, 1947 г.; Кратц и Стенарь, 1958 г.), которые залегают в целом дискордантно на подстилающих сильно мигматизированных архейских породах.

Последние в данном районе прорваны многочисленными, большей частью мелкими интрузиями нижнепротерозойских микроклиновых гранитов, окруженных широкими ареалами мигматитов. Структура этого реоморфизованного основания характеризуется выдержанным северо-западным простиранием и преобладающим (как и севернее оз. Ньюк) юго-западным падением под углами 50—80°.

Породы гимольской серии, представленные здесь разнообразными биотитовыми сланцами, биотитовыми, гранато-биотитовыми, гранато-ставролитовыми и лептитовыми гнейсами, включающими линзы амфиболо-магнетитовых кварцитов, слагают сложную Хедозерско-Большозерскую синклиналиную структуру северо-северо-западного (до меридионального) простирания. На юг от оз. Хедозеро ось этой структуры воздымается, вследствие чего здесь появляются сначала мигматиты, а затем архейские гнейсо-граниты. Однако сходство гнейсов, образующих небольшие реликтовые тела среди гранитоидов северного побережья оз. Ньюк (Островская 1953 г.), с некоторыми гнейсами гимольской серии, развитыми в районе оз. Хедозеро, позволяют говорить о наличии здесь более крупной синклиналиной структуры, по-видимому, прослеживающейся к северо-северо-западу вплоть до Костомукшской синклинали. На распространение реликтов сильно гранитизированных пород гимольской серии к западу и югу от Костомукшского месторождения указывают П. А. Гурвич и С. И. Эвенчик (1954 г.).

В наиболее погруженной и обнаженной части Хедозерско-Большозерской синклинали породы гимольской серии сматы в ряд довольно сжатых крутопадающих (70—80°) складок шириной в 0,5—1,5 км, несколько опрокинутых на восток (рис. 92).

Контакты пород гимольской серии с реоморфизованными архейскими образованиями соседних антиклинальных структур во многих

Рис. 91. Геологическая карта района Костомукшского железорудного месторождения. Составлена В. М. Черновым (1957) с использованием материалов С. А. Дюкова (1947) и П. А. Гурвич и С. И. Эвенчик (1954)

1 — микроклиновые граниты; 2 — оливиновые габбро-нориты; оливиниты и серпентиниты; 3 — метадиабазы и метамандельштейны; 4 — зеленые сланцы; 5 — габбро-амфиболиты; 6 — кварцевые порфиры; 7 — плагиопорфиры измененные; 8 — амфиболо-магнетитовые и магнетитовые кварциты; 9 — параамфиболиты, амфиболовые сланцы; 10 — альбито-кварцево-биотитовые туфогенные сланцы; 11 — туфо-брекчии; 12 — биотитовые и амфиболовые гнейсы; 13 — конгломераты, аркозы; 14 — архейские плагиограниты и гнейсо-граниты

случаях тектонические. Древние поперечные разломы, пересекающие данную структуру, отмечаются дайками и жилами метаморфизованных основных пород и пегматитов.

Более молодые вулканические образования нижнего протерозоя, развитые в районе оз. Большоезеро, трансгрессивно и несогласно перекры-

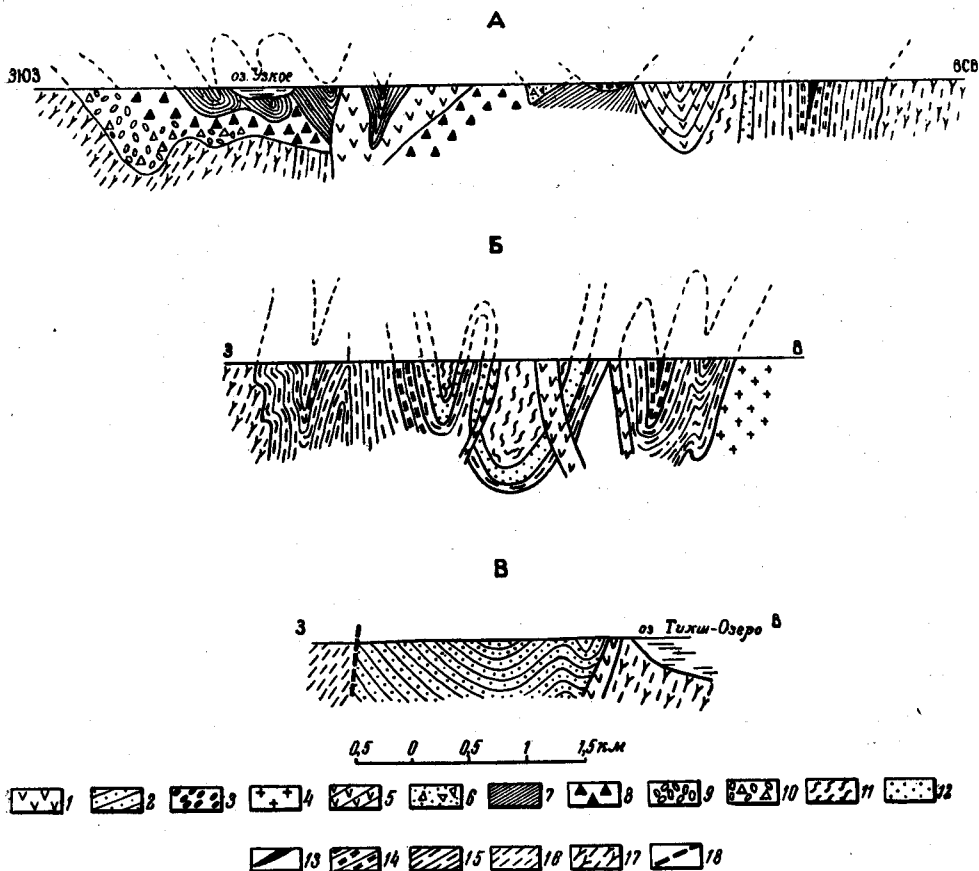


Рис. 92. Геологические профили через Хедозерско-Большозерскую синклираль (по М. М. Стенарю, 1958)

А—южнее оз. Большоезеро, Б—севернее оз. Тикш-Озеро, В—западный берег оз. Тикш-Озеро. Средний протерозой: 1—мегагаббро-диабазы; 2—кварцито-песчаники и кварциты; 3—полимиктовые конгломераты; нижний протерозой: 4—граниты; 5—основные эффузивы; 6—туфо-конгломераты и туфо-песчаники; 7—слоистые туфы; 8—туфо-брекчии; 9—гранитные конгломераты; 10—осадочная брекчия; 11—лептитовые гнейсы; 12—серпичито-кварцевые, серпичито-полевошпатово-кварцевые сланцы с линзами кварцевых конгломератов; 13—магнетитовые кварциты; 14—амфиболовые сланцы; 15—биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы и сланцы; 16—мигматиты; 17—мигматизированные плагиогнейсо-граниты; 18—линия разломов

вают породы гимольской серии и архейские гнейсо-граниты. Непосредственно залегающие на последних андезито-дацитовые туфы, туфо-брекчии и туфо-песчаники образуют нормальные, или частью опрокинутые на юго-запад складки с общим северо-западным простиранием. Углы падения их меняются от 50 до 90° (см. рис. 92 А).

Распространенная здесь же толща основных эффузивов залегает, возможно, несогласно на нижележащей туфогенной толще. Простирание

ее меняется от северо-западного в районе оз. Большозеро до северо-восточного на р. Ледма. Падение этих пород изменчивое под углами 60—80° и лишь изредка, южнее оз. Большозеро, выполаживающееся до 20°.

Все нижнепротерозойские образования данного района (оз. Большозеро) резко несогласно перекрыты базальными конгломератами среднего протерозоя, которые характеризуются то пологими, то крутыми (60—80°) углами падения.

Протерозойские образования, отмеченные выше, разбиты разломами главного северо-западного направления, частью заполненными интрузиями среднепротерозойских габбро-диабазов, частью же являющимися более молодыми отчетливо выраженными в современном рельефе района.

Восточнее, в районе оз. Тикш-Озеро и Унос-Озеро, местами распространены кварцито-песчаники и частью конгломераты среднего протерозоя. Эти породы образуют синклинали северо-западного простирания, ограниченные краевыми сбросами, к которым местами приурочены гела габбро-диабазов (см. рис. 92 В). В пределах этих грабенообразных синклиналей кварцито-песчаники смяты в более мелкие складки с углами падения от 20 до 60°, местами и больше.

Вдоль северо-восточной окраины описанной северной части Западно-Карельской синклинорной зоны на современном эрозионном срезе сохранилась относительно узкая, синклиналичная структура, прослеживаемая с небольшими перерывами на протяжении 170 км от Андроновой Горы к северо-западу до озер Охтан-Ярви и Калливо-Ярви (западнее оз. Топ-Озеро). Эта структура сложена нижнепротерозойской кварцито-диабазовой толщей (тунгудско-надвоицкая серия) и частью конгломератами и кварцито-песчаниками сегозерской серии среднего протерозоя.<sup>1</sup>

Протерозойские образования в этой краевой синклинали падают относительно круто под углами до 70°, главным образом на юго-запад. Они разбиты продольными краевыми и осевыми разломами и зонами расланцевания, имеющими крутое (до 70—80°) юго-западное падение (Островская, 1953). Такие особенности рассматриваемой структуры указывают скорее всего на то, что расположенные западнее нее гнейсы и сланцы взброшены на северо-восток и в связи с этим отмеченная краевая синклиналь круто опрокинута в сторону соседнего с северо-востока Центрально-Карельского антиклинория. Южный конец данной краевой синклинали раздваивается с образованием двух синклиналичных ветвей, обрамляющих глыбу архейских гнейсо-гранитов в районе нижнего течения р. Чирка-Кемь (гора Келло-гора—Андропова Гора). Эти синклинали круто опрокинуты в сторону данной глыбы (рис. 93).

Отложения сегозерской серии среднего протерозоя здесь, как и в районе оз. Тикш-Озеро, слагают ограниченные краевыми разломами грабенообразные синклинали, наблюдаемые в северной части рассматриваемой структуры, у оз. Каллио-ярви (Нефедов и Макарова, 1956 г.) и в южном ее конце в районе Андроновой Горы (Кратц и Рийконен, 1949 г.). Для них характерны более пологие мелкие складки, развивающиеся в центральных частях.

<sup>1</sup> Кварцито-песчаники, отнесенные к нижнему протерозою на участке между озерами Нюк и Охтан-Ярви, возможно, также являются среднепротерозойскими, в зоне сброса зажатыми между более древними нижнепротерозойскими и архейскими образованиями.

Многочисленные разломы вдоль всей взбросовой зоны заполнены интрузиями среднепротерозойских основных пород.

О структуре плохо обнаженной (за исключением сложенных среднепротерозойскими отложениями высоких обрывистых кражей) средней части Западно-Карельской зоны приходится судить по отрывочным данным. Структурные элементы нижнепротерозойских и архейских обра-

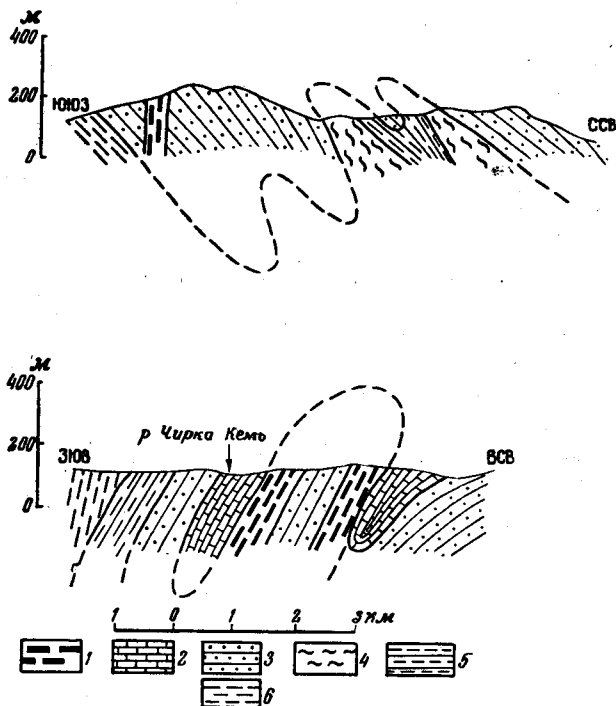


Рис. 93. Геологические профили в районе горы Келлогора (среднее течение р. Чирка-Кемь) по К. О. Кратцу, О. А. Рийконен и Н. Ф. Демидову, 1949)

1 — диабазы и габбро-диабазы; 2 — известняки и доломиты; 3 — кварцито-песчаники; 4 — амфиболиты; 5 — метadiaбазы, метапорфириты, метамандельштейны и зеленые сланцы; 6 — гнейсограниты (архейские) и их мигматиты

зований характеризуются здесь северо-западным простиранием и крутыми углами падения.

В пределах этой части зоны, в районе озер Ровкульского, Лекс-Озеро, верховьев р. Волома и др., известны сланцы, местами характеризующиеся магнитными аномалиями, весьма сходными с установленными на участках развития гимольской серии. Эти сланцы образуют сжатые крутые складки северо-западного простирания, залегающие среди поля сильно мигматизированных архейских образований. Для реоморфизованных гнейсо-гранитов архея и подчиненных им нижнепротерозойских образований района верхнего течения р. Воломы Г. Т. Макеев (1948 г.) отмечает падение кристаллизационной сланцеватости в юго-западной и южной частях его на юго-запад под углами 60—70° и в северной на северо-восток.

В средней части рассматриваемой зоны в районе озер Гимольского и Сукк-Озеро устанавливаются две крупные синклинали: Гимольская

и расположенная северо-восточнее Суккозерская (рис. 94), сложенные отложениями гимольской серии. Обе синклинали имеют сложное строение с образованием узких изоклиальных складок северо-западного простирания с крутым (70—80°) падением на северо-восток или юго-запад (Суккозерская) и крутым (60—75°) восточным падением (Гимольская). Одновременно широко развиты мелкие складки и плейчатость, особенно характерные для рудных пород и вмещающих сланцев.

Суккозерская синклиналь осложнена осевой антиклиналью, в замковой части прорванной интрузией нижнепротерозойских гранодиоритов

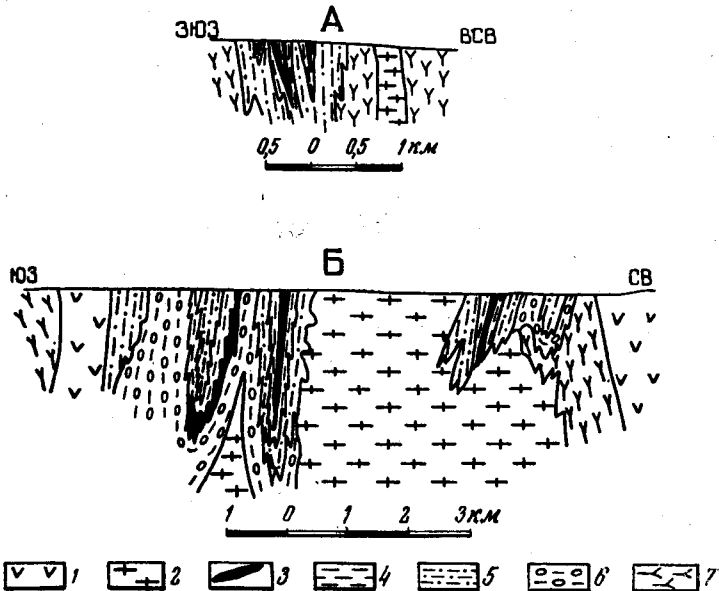


Рис. 94. Геологические профили через (А)—Гимольскую синклиналь, (Б)—Суккозерскую синклиналь (по К. О. Крацу и В. М. Чернову, 1958)

1 — метагаббро, метагаббро-диабазы; 2 — микроклиновые, плагио-микроклиновые граниты; 3 — магнетитовые, амфиболовые кварциты и сланцы; 4 — кварцево-биотитовые, кварцево-мусковитовые, двухfeldзые сланцы и серицитовые кварциты; 5 — лептиты, туфогенные плагиоклазо-кварцево-биотитовые сланцы с пластами туфо-брекчий; 6 — гранитные конгломераты, туфо-конгломераты, частично туфобрекчии; 7 — архейские плагиогнейсо-граниты, гранодиориты

и микроклиновых гранитов (см. рис. 94 Б). Наиболее крупные залежи магнетитовых кварцитов Межозерского месторождения расположены в юго-западной синклинальной складке Суккозерской структуры. Последняя характеризуется пологим (10—20°) погружением к юго-востоку, где она срезается интрузией более молодых плагио-микроклиновых гранитов. Вся складчатая структура сечется системой более поздних разломов северо-западного и северо-восточного простирания, вмещающих интрузии метагаббро-диабазов.

Гимольская синклиналь, расположенная на северо-восточном берегу Гимольского озера, имеет в целом более простое строение (см. рис. 94). Характер сочленения ее с Суккозерской синклиналью не вполне ясен. Вероятнее всего, они разделены северо-западным разломом, заполненным интрузией основных пород.

Структура мигматизированных архейских образований в непосредственной близости от протерозойских складок вполне согласна с последними, что объясняется ее перестройкой в период карельской складчатости. В отдалении от контакта простираение и падение этих древнейших пород меняются, что, возможно, обусловлено наличием реликтов более ранних архейских структур.

Развитие в основании гимольской серии мощной толщи базальных конгломератов, залегающих на древнейших олигоклазовых гнейсо-гранитах архея и содержащих их гальку, свидетельствует о крупном преднижнепротерозойском перерыве (и размыве) и о первично несогласном залегании гимольской серии на архейском основании.

Соотношение складчатых структур гимольской серии с расположенными непосредственно к востоку зеленокаменными эффузивами нижнего протерозоя достоверно не установлено. Последние трансгрессивно залегают на породах гимольской серии и более древних, архейских гранитоидах. Если считать, что дайковые тела метагаббро-диабазов, секущие складчатые структуры гимольской серии, являются корнями рассматриваемой эффузивной толщи, тогда последняя, аналогично отмеченному для Хедозерско-Большозерского и Костомукшского участков, должна залегать несогласно на гимольской серии. Эта слабо обнаженная зеленокаменная толща еще пока плохо изучена и поэтому достоверных данных о ее внутреннем строении и залегании не имеется. В районе оз. Музозеро она перекрывается пологоскладчатыми полимиктовыми конгломератами и кварцито-песчаниками сегозерской серии, слагающими здесь широкую Янгозерскую мульду.

К северо-западу от Гимольского участка на складчатых нижнепротерозойских образованиях дискордантно залегают отложения сегозерской серии среднего протерозоя. Местами они слагают полого складчатые ( $15-25^\circ$ ) синклинали, нарушенные краевыми и продольными внутренними разломами, нередко выполненными телами метагаббро-диабазов (синклинали Лубосалма, Кокко-ламби — Киви-Ярви и Кунина-Ярви). Вдоль указанных сбросов нередко наблюдается крутое, до  $75^\circ$  даже опрокинутое залегание сегозерских кварцито-песчаников (рис. 95). Эти грабен-синклинали, по всей вероятности, представляют собой пологие мульды, срезанные и осложненные разрывными дислокациями. Мелкие реликты сегозерских складок встречаются также западнее в районе озер Арянукс, Тумас-Озеро и др.

К востоку от Гимольского участка расположена широкая Янгозерская наложенная мульда, в строении которой устанавливается серия пологих складок шириной в несколько километров, наследовавших северо-западное простираение раннекарельских структур. Эти складки осложнены более мелкими, размах крыльев которых достигает десятков и сотен метров, а углы падения  $10-25^\circ$  (рис. 96). Янгозерская мульда разбита разломами северо-западного и частью субширотного простираения (юго-западный контакт, оз. Чинозеро, оз. Пиозанец и др.), местами заполненными интрузиями габбро-диабазов.

В северо-восточной половине рассматриваемой средней части Западно-Карельской зоны к западу от оз. Ругозеро на поверхность выступает гнейсо-гранитная глыба архея, окруженная узкими зонами протерозойских складок. Кристаллизационная сланцеватость гнейсо-гранитов, имеющая в общем северо-западное простираение и падение на северо-восток или юго-запад под углами  $50-70^\circ$ , в основном срезается складчатыми структурами протерозоя и только местами является согласной

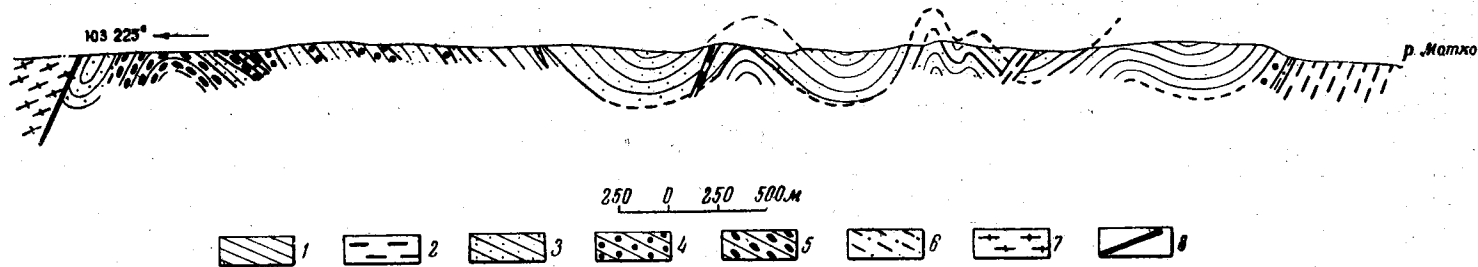


Рис. 95. Геологический профиль через Лубосальскую синклираль (по К. О. Кратцу и В. М. Чернову, 1958)  
 1 — кварциты; 2 — диабазы и габбро-диабазы; 3 — мелкозернистые аркозы; 4 — среднезернистые аркозы; 5 — грубозернистые аркозы; 6 — мигматиты; 7 — граниты нерасчлененные; 8 — линия сброса

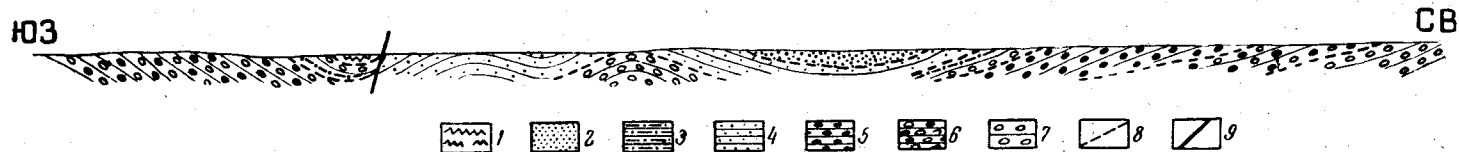


Рис. 96. Геологический профиль через северо-восточное крыло Янгозерской мульды (по Е. М. Михайлюк, 1956)

1 — кварцево-серицитовые сланцы; 2 — кварциты; 3 — кварцито-песчаники с прослоями кварцевых конгломератов; 4 — аркозовые песчаники; 5 — конгломераты зеленокаменные; 6 — конгломераты полимиктовые; 7 — конгломераты гранитные; 8 — линия контакта; 9 — линия сброса

с последними. Более отчетливо несогласные структурные соотношения наблюдаются в северо-западной и юго-восточной краевых частях этой Западно-Ругозерской глыбы, где облекающие ее поперечные складки протерозоя расположены под большими углами к простиранию структуры гнейсо-гранитов.

На юго-восточном погружении этого антиклинального поднятия, между озерами Масл-Озеро и Елм-Озеро, гнейсо-граниты перекрыты филлитовидными сланцами и спилитовыми эффузивами нижнего протерозоя, характеризующимися здесь сравнительно пологим залеганием.

В западной, краевой части глыбы, в зоне Маслозеро — Селецкое, в филлитовидных сланцах наблюдается крутое ( $60-70^\circ$  до вертикального) падение, интенсивная плейчатость и рассланцевание. К югу эти нижнепротерозойские образования прослеживаются в виде складок, обрамляющих антиклинальное поднятие, расположенное между Янгозерской и Сегозерской мульдами. Далее в том же направлении на Бергаульском участке юго-западнее оз. Сег-Озеро нижнепротерозойские породы, представленные сланцами и основными эффузивами парандовской серии, слагают сложную синклиналичную структуру северо-западного простирания с крутым в  $50-70^\circ$  (до  $80^\circ$ ) преимущественно северо-восточным падением (Зильбер и Громова, 1955). Западнее нижнепротерозойские образования прослеживаются вдоль восточного края Янгозерской мульды до оз. Совдозеро, где в крутые изоклинальные складки почти меридионального направления смяты сланцы, несущие железистые кварциты (Шаганова, 1951).

На севере нижнепротерозойские и среднепротерозойские образования слагают Маслозерско-Колонгозерскую и Елмозерскую синклинали, обрамляющие вышеописанную Западно-Ругозерскую гнейсо-гранитную глыбу архея.

Маслозерско-Колонгозерская синклинали, примыкая на юге к Янгозерской мульде, прослеживается в северо-западном направлении на протяжении более 100 км до оз. Колонгозеро (Унос-Озеро). Ширина ее меняется от 5—15 км в южной части до 1—2 км в северной. Наблюдаемые в пределах этой структуры пологие складки с падением крыльев в  $20-40^\circ$  сменяются более крутыми ( $60-70^\circ$ ) вблизи разломов, выполненных многочисленными дайками габбро-диабазов. В северо-западном конце этой синклинали наблюдается опрокидывание ее юго-западного крыла на северо-восток.

Елмозерская синклинали, сходная с Маслозерско-Колонгозерской структурой, расположена по северо-восточному краю той же гнейсо-гранитной глыбы. В районе оз. Елм-Озеро эта синклинали имеет асимметричное строение, обусловленное наличием пологого ( $10-25^\circ$ ) юго-западного и опрокинутого (под углами  $50-70^\circ$ ) северо-восточного крыла. Она разбита серией продольных разломов, к которым приурочены массивы габбро-диабазов (рис. 97). Сужаясь по простиранию на северо-запад, она переходит в узкую (шириной 4—5 км) приразломную синклинали (Евж-Озеро — Ругозеро), в которой как нижнепротерозойские, так и среднепротерозойские толщи стоят на головах ( $80^\circ$ ), сильно рассланцованы и осложнены продольными разломами. На юго-востоке, где архейское основание погружается, Елмозерская синклинали переходит в широкую Сегозерскую наложенную мульду.

Последняя сложена конгломератами и кварцито-песчаниками сегозерской серии и пластовыми телами метадиабазов, обнажающихся по



берегам оз. Сег-Озеро, которое занимает большую, центральную часть ее. В плане эта мульда имеет форму неправильного треугольника, открытого на север в сторону Елмозерской синклинали. Сегозерская мульда в целом представляет собой асимметричную складку. Западное и южное крылья ее полого (под углами  $20-30^\circ$ , реже  $40^\circ$ ) падают к центру, в сторону озера, а северо-восточное крыло, нарушенное сбросом северо-западного простирания, падает на юго-запад под углами  $60-85^\circ$ . Сбросы восточного побережья оз. Сег-Озеро, по-видимому, расположены на юго-восточном продолжении Елмозерской зоны разломов (см. выше).

Дизъюнктивные нарушения северо-западного и северо-восточного простирания, осложняющие структуру мульды, установлены у о-ва Се-

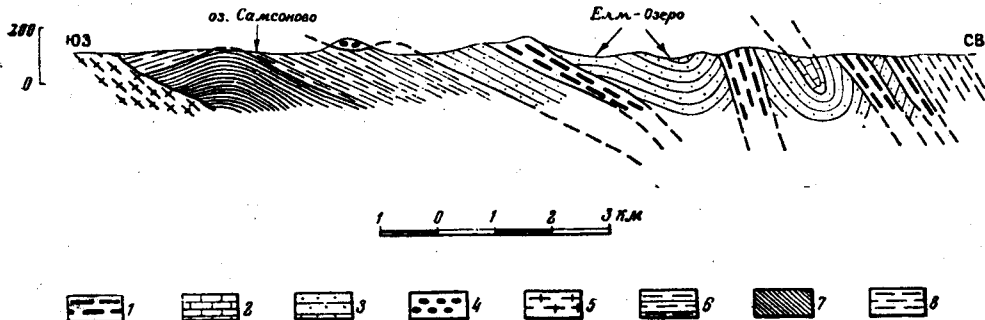


Рис. 97. Геологический профиль через Елмозерскую синклираль (по К. О. Кратцу, О. А. Рийконен и Н. Ф. Демидову, 1949)

1 — диабазы и габбро-диабазы; 2 — известняки и доломиты; 3 — кварцито-песчаники; 4 — конгломераты полимиктовые и кварцевые; 5 — граниты, гранодиориты и мигматиты (нижнепротерозойские); 6 — метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны и зеленые сланцы; 7 — филлитовидные сланцы; 8 — гнейсо-граниты (архейские) и их мигматиты

верин-саари, у с. Паданы, о-ва Сандал и в других местах. Такие же разломы наблюдаются на южном берегу оз. Сег-Озеро, где они следуют параллельно небольшим синклинальным ответвлениям южного крыла мульды, простирающимся на юг (Кармасельская синклираль) и юго-восток (Великогубская синклираль), в которых также наблюдается крутое (до  $80^\circ$ ) падение среднепротерозойских отложений.

На северном берегу оз. Сег-Озеро породы сегозерской серии слагают ряд прорванных интрузиями метагаббро-диабазов, мелких брахиантиклинальных структур, в ядрах которых выступают подстилающие их основные эффузивы и граниты нижнего протерозоя.

Структура южной части Западно-Карельской зоны в целом имеет характер, аналогичный средней и северной ее частям. Некоторым отличием ее является преимущественно меридиональное направление основных структурных элементов.

Согласно имеющимся данным, в пределах очень слабо обнаженной западной половины рассматриваемой территории преимущественное развитие имеют гнейсо-граниты арха и более молодые микроклиновые граниты (нерасчлененные) и их мигматиты, среди которых наблюдаются уцелевшие от эрозии узкие прерывистые зоны протерозойских складок. Кристаллизационная сланцеватость в гранитоидах и мигматитах характеризуется субмеридиональным с небольшими отклонениями на северо-восток и северо-запад простиранием и крутым ( $60-80^\circ$ ),

редко более пологим падением на запад и восток (Гольдбурт, 1950; Миндлина 1950 и др.).

К западу от оз. Сям-Озеро расположена наиболее крупная из известных на этой территории Чалкинско-Хаутаварская синклиналь, сложенная разнообразными сланцами, основными эффузивами и альбитофирами нижнего протерозоя (парандовская и, возможно, тунгудско-надвоицкая серии). Упомянутые породы прорваны интрузиями основных и ультраосновных пород, гранодиоритов и микроклиновых гранитов. Эта сложная по строению синклинальная структура имеет меридиональное простирание, несколько отклоняющееся к северо-востоку (северный конец). Сланцы и связанные с ними альбитофиры, несущие крупные колчеданные залежи, сматы в узкие изоклинальные складки с крутым, нередко вертикальным падением. В районе ст. Хаутавара наблюдается отклонение простирания рудных сланцев к северо-западу, по-видимому, вызванное местным антиклинальным поднятием, к которому, вероятно, приурочена интрузия гранодиоритов и гранитов. Эти породы падают здесь под углами  $60-70^\circ$  на юго-запад и частью на северо-восток (Бреслер и Молоткова, 1956 г.).

По мнению В. А. Перевозчиковой (1957) и В. И. Робонен (1958 г.) основные эффузивы трансгрессивно и, вероятно, несогласно перекрывают подстилающие их сланцевые толщи. В пределах поля метадиабазов мелкие складки отмечаются выходами нижележащих сланцев. Более поздние разломы, нарушившие складчатые структуры, отмечаются вдоль западного контакта синклинали, в районе р. Шуи (Макеенко, 1957) и вдоль восточного края в районе с. Чалки (Робонен, 1958 г.).

Чалкинско-Хаутаварская структура продолжается, по всей вероятности, и дальше на юг (южнее оз. Ведло-Озеро) под мощным покровом четвертичных отложений, где установлен ряд параллельных магнитных аномальных зон такого же субмеридионального простирания. По данным геологической съемки, эта структура замыкается на севере в районе оз. Кивач. Однако на возможное ее продолжение к северо-востоку указывает серия магнитных аномалий, простирающихся в том же направлении, в районе с. Карбозеро (к западу от с. Койкары), где развита такая же колчеданоносная сланцевая толща (парандовская серия). Здесь нижнепротерозойские образования, меняя простирание на широтное, соединяются с параллельной Койкарско-Кумчезерской зоной протерозойских образований, огибая с севера Койкарскую гнейсо-гранитную глыбу архея.

К востоку от с. Хаутавара на перешейке между озерами Шот-Озеро и Сям-Озеро, намечается вторая синклинальная структура, сложенная нижнепротерозойскими образованиями, которые небольшими участками обнажаются на северном берегу оз. Шот-Озеро. С юга и запада они прерываются Улягским массивом гранитов рапакиви. Далее на восток, южнее и юго-восточнее оз. Сям-Озеро, в поле сплошного развития четвертичных отложений имеется ряд узких, вытянутых в субмеридиональном направлении зон магнитных аномалий. В пределах Маньгинской и Киндосовской аномалий буровыми работами были установлены круто-залегающие железорудные сланцы, характерные для гимольской серии. Вероятно, распространение нижнепротерозойских сланцев в этом районе не ограничивается указанными узкими аномальными зонами. Севернее, на простирании этих зон, в таком же направлении прослеживается упомянутая выше Койкарско-Кумчезерская синклинальная зона нижнего протерозоя.

Среднепротерозойские складчатые структуры на рассматриваемой территории известны только в западной ее части, в полосе оз. Суо-Ярви — с. Костамукса.

В районе северной части оз. Суо-Ярви расположена Суоярвская наложенная мульда, сложенная кварцито-песчаниками, сланцами, карбонатными породами и метадиабазами онежской серии и дискордантно залегающая на более древних гранитоидах. Она вытянута в северо-северо-восточном направлении и усложнена рядом складок, шириной в несколько километров (см. рис. 16) и более мелкими брахискладками (Савина, 1953 г.; Соколов 1955 г.). Крылья их обычно падают под углами 20—30°. В пределах крыльев западной (Суояярвинской) синклинали В. А. Соколов отмечает наличие флексурных изгибов с опущенными центральными частями, в которых сланцы и карбонатные породы круто падают к осевым частям складок.

По простиранию на северо-северо-восток Суоярвская мульда быстро сужается и переходит в узкую асимметричную синклиналь с нарушенными продольными разломами западным крылом. Эта синклиналь, простираясь в сторону Янгозерской мульды, прослеживается с перерывами в районе с. Костомукса.

В восточной половине южной части Западно-Карельской зоны преобладающее развитие имеют среднепротерозойские и верхнепротерозойские образования. Сильно реоморфизованные архейские породы (нерасчлененные граниты архея и нижнего протерозоя) выступают на поверхность в пределах ограниченной площади, между Янгозерской, Сег-озерской и Онежской мульдами, где они образуют ряд изометричных или несколько вытянутых в северо-западном направлении тел (глыб), разобщенных зонами нижнепротерозойских, частью среднепротерозойских складок. Кристаллизационная сланцеватость в этих гранитоидах характеризуется залеганием, согласным со структурами ограничивающих их нижнепротерозойских толщ.

Из района Карбозеро-Койкары, где поставленные на голову нижнепротерозойские сланцы имеют широкое простирание, в северо-западном направлении отходит несколько зон — полос тех же пород (частью сильно мигматизированных), которые примыкают к зоне сланцеватых толщ нижнего протерозоя у юго-восточного края Янгозерской мульды. Кристаллизационная сланцеватость гнейсо-гранитов глыб и обрамляющих их сланцев характеризуется параллельным простиранием и падением под углами 50—75° преимущественно на юго-запад (Михайлюк и Попова 1956 г.). Для гранитных глыб южнее оз. Сег-Озеро характерно меридиональное и северо-западное простирание кристаллизационной сланцеватости с изменчивым падением на запад и восток под углами 60—80° (Зильбер, 1955 г., 1956 г.). В гранитном окне, южнее Кумсинской протерозойской зоны, простирание сланцеватости, параллельное облекающим его нижнепротерозойским образованиям, в целом повторяет контуры этой глыбы при том же крутом падении.

В Кумсинской синклинальной зоне, простирающейся в восток-юго-восточном направлении и параллельной северо-восточному краю Южно-Кумсинского гранитного окна-глыбы, нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования картируются в виде сравнительно узких полос, выступающих из-под покрывающих их среднепротерозойских отложений. В западной части этой зоны нижнепротерозойские сланцы имеют почти меридиональное простирание, переходящее к югу на северо-западное, и крутое, вертикальное падение. Здесь же они прорываются интруз-

зий нижнепротерозойских гранитов. Расположенные на южной окраине Кумсинской зоны толщи метадиабазов и туфо-брекчии, которые относятся то к нижнему протерозою (как в данном томе), то к среднему протерозою (верхнему по Л. Я. Харитонову), характеризуются выдержанным северо-северо-западным простиранием, почти моноклиальным падением на северо-восток под углами  $50-80^\circ$ , редко более пологим под среднепротерозойские отложения долины р. Кумсы. Непосредственно к югу от пос. Падун они с крутым падением на юг налегают на среднепротерозойские конгломераты южного, опрокинутого крыла синклиальной складки р. Кумсы. С юга полоса этих вулканитов, по мнению К. О. Кратца и О. А. Рийконен (1958), отделена от расположен-

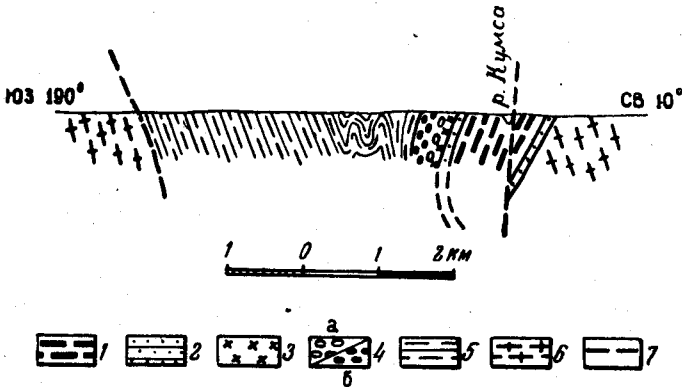


Рис. 98. Геологический профиль через Кумсинскую синклиаль в районе с. Падун (по О. А. Рийконен, 1958)

1—габбро-диабазы, метадиабазы и миндалевидные метадиабазы; 2—кварциты, кварцито-песчаники, аркозовые песчаники с прослоями кварцевого конгломерата; 3—базальтовые сланцы (древняя кора выветривания конгломератов); 4—конгломераты — а) гранитные, б) полимиктовые; 5—метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны, вулканическая диабазовая брекчия и зеленые сланцы; 6—гнейсо-граниты, плагиоклазовые и плагио-микроклиновые и их мигматиты; 7—линии разрывных нарушений

ных южнее гранитоидов и частью среднепротерозойских отложений зонной сброса (рис. 98). Л. Я. Харитонов (1949, 1959) считает, что вулканиты нормально лежат на кварцито-песчаниках, подстилаемых гранитами. Встречающиеся к западу от Воронова Бора (оз. Григозеро) небольшими участками, нижнепротерозойские сланцы имеют меридиональное простирание и крутое ( $60-80^\circ$ ) до вертикального падение.

Среднепротерозойская кварцито-карбонатная толща слагает здесь простирающуюся вдоль р. Кумсы асимметричную синклиальную складку с нормальным пологим ( $20-60^\circ$ ) северо-восточным крылом и опрокинутым юго-западным крылом с круто ( $50-80^\circ$ ) надвинутыми на него нижнепротерозойскими гранитами и вулканогенными толщами. Только южнее г. Медвежьегорска, где это юго-западное крыло поворачивает на юго-юго-восток, наблюдается ненарушенное пологое залегание его с падением на северо-восток под углами  $15-25^\circ$ . Кумсинская синклиаль разбита рядом продольных разломов.

В северной краевой части Южно-Кумсинского гранитного окна-глыбы, по контакту с Кумсинской синклиальной зоной, между деревнями Чебино и Покровским, наблюдается ряд мелких наложенных синклиальных складок среднепротерозойских отложений, частью пологих,

частью асимметричных с одним крутым сброшенным крылом (оз. Пейбойнламба и др.) Часть разломов заполнена дайками метагаббро-диабазов. Наиболее крупные из них проходят вдоль осевой части Кумсинской синклинали.

Северо-западный конец Кумсинской синклинали зоны непосредственно примыкает к северному концу Койкарско-Кумчезерской синклинали зоны. Последняя протягивается в юго-юго-западном направлении от с. Покровское в район с. Койкары, где замыкается, западнее оз. Пял-Озеро. Эта зона окаймляет с запада Южно-Кумсинскую гнейсо-гранитную глыбу. Слагающие Койкарско-Кумчезерскую синклинали нижнепротерозойские сланцы и метаморфизованные основные и кислые эффузивы залегают вертикально или с крутым падением на запад. В северной части этой синклинали, в районе с. Покровское, преобладающее падение сланцев, как и примыкающих к ним с запада гнейсо-гранитов, вместе с наличием ряда параллельных зон тектонических брекчий и рассланцевания, привело Л. Я. Харитонова (1938) к мнению о наличии здесь надвига гранитной глыбы западнее с. Покровское на протерозойские породы Койкарско-Кумчезерской синклинали. Среднепротерозойские кварцито-песчаники и сопровождающие их габбро-диабазы образуют здесь синклинали северо-западного простирания с крутыми, часто вертикальными крыльями, местами осложненную поперечными разломами и в плане несогласную с окружающими ее нижнепротерозойскими сланцами (Рийконен, 1958 г.). Такие же мелкие, дискордантные к структуре нижнепротерозойских сланцев, синклинали среднепротерозойских отложений встречаются по простиранию данной зоны на юг. Наиболее широкую площадь последние занимают в районе с. Койкары, где они в виде двух синклиналиных складок шириной 1—3 км примыкают к западному крылу Онежской мульды. В западной из них нормальной синклинали меридионального простирания среднепротерозойские кварцито-песчаники имеют падение крыльев под углом 25—35°. В восточной синклинали наблюдается более изменчивое, но в целом пологое залегание пород, местами, однако, с крутым (до 75—80°) падением. Крутые углы падения главным образом приурочены к узкой полосе, проходящей западнее Гирвас-порога на север вдоль руч. Луканоя к оз. Пальозеро. По-видимому, продолжение этой зоны более интенсивных дислокаций среднего протерозоя, осложняющих западное крыло Онежской мульды, отмечается на участке севернее с. Святнаволок (руч. Эльмос-Салваламби), где имеют место наклонные к востоку складки с крутым (до 70° на восток) западным и пологим восточным крыльями. В пределах разделяющей две синклиналиные складки антиклинали, в которой выступают вулканогенно-сланцевый комплекс и гнейсо-граниты нижнего протерозоя, среднепротерозойские породы образуют ряд мелких (шириной в 0,5—1 км) синклиналиных складок, в которых наблюдается трансгрессивное залегание кварцито-песчаников на подстилающей толще полимиктовых конгломератов и других более древних породах.

Наиболее крупная из наложенных структур карелид — Онежская мульда имеет изометричную форму (в поперечнике около 100 км). Она охватывает обширную площадь северо-западного побережья Онежского озера (севернее г. Петрозаводска) и частично его северо-восточный берег. Северная часть западного крыла этой мульды примыкает к Койкарско-Кумчезерской синклинали. На севере (в северном конце Повецкого залива Онежского озера) она непосредственно переходит в вышеописанные синклиналиные складки Кумсинской структуры. Онежская

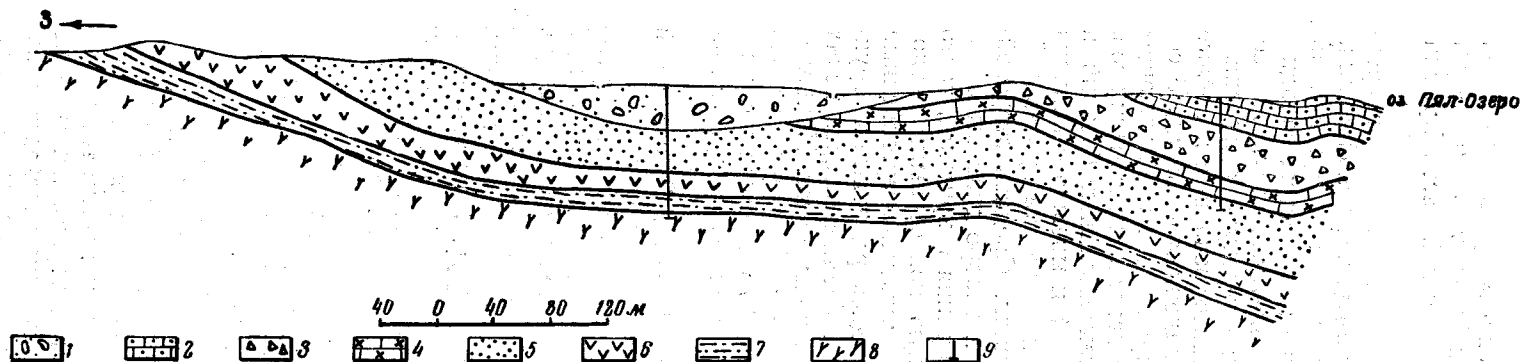


Рис. 99. Геологический профиль через западное крыло Онежской мульды (оз. Пял-Озеро) (по З. Т. Громовой, 1954)  
 1 — четвертичные отложения; 2 — серые кварцсодержащие доломиты с прослоями известняков и глинистых, песчано-глинистых сланцев; 3 — аутигенная доломитовая брекчия; 4 — розовые и бурые кварцсодержащие доломиты с прослоями известняков; 5 — аркозовые кварцито-песчаники с прослоями глинистых сланцев; 6 — эффузивные метадиабазы; 7 — базальные песчано-глинистые сланцы; 8 — граниты; 9 — скважины

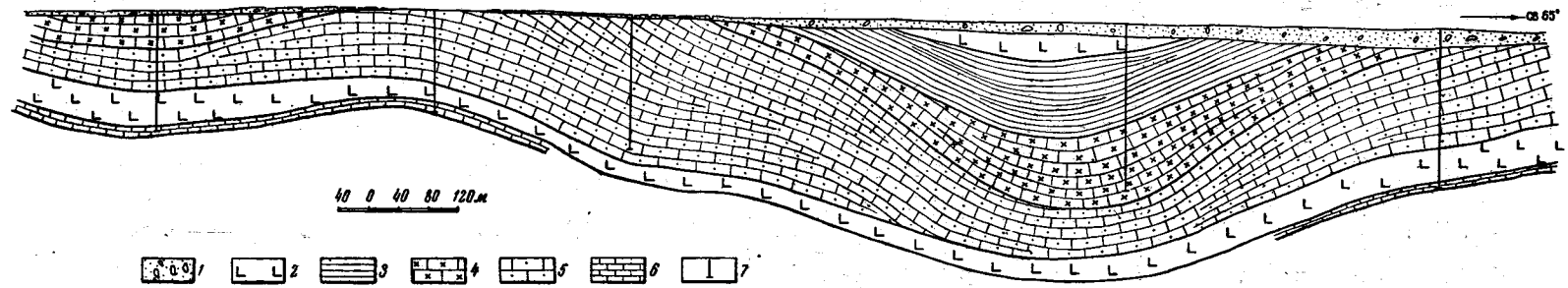


Рис. 100 Геологический профиль в районе Красной Горы участка Тивдия (по З. Т. Громовой, 1954)  
 1 — четвертичные отложения; 2 — метадиабазы интрузивные; 3 — кремнистые и карбонато-кремнистые сланцы; 4 — доломиты зеленовато-серые с подчиненными кремнистыми сланцами; 5 — пестроцветные доломиты с подчиненными глинистыми и песчано-глинистыми сланцами и сланцевой брекчией; 6 — песчаные доломиты; 7 — скважины

мульда на юге скрывается под Онежским озером и в районе г. Петрозаводска—под иотנייםкими отложениями верхнего протерозоя, на западе граничит с более древними нерасчлененными гранитоидами и, частью, сланцами нижнего протерозоя. На востоке эта мульда перекрывает древнейшие олигоклазовые гнейсо-граниты архея Центрально-Карельского антиклинория.

Онежская мульда сложена кварцито-карбонато-сланцевыми толщами онежской серии, перемежающимися с ними диабазами и габбро-диабазами и перекрывающими их вулканическими породами суйсарской серии среднего протерозоя. Последняя приурочена к южной части этой структуры, где залегает в ядрах мелких синклиналильных структур. Большинство исследователей принимает согласное залегание этих двух серий. Некоторые же допускают между ними наличие некоторого углового несогласия (Гилярова, 1956). В целом же породы суйсарской серии отличаются несколько более пологим залеганием, чем отложения онежской серии.

Структура Онежской мульды в настоящее время довольно хорошо изучена благодаря широко проводившимся здесь геологосъемочным, поисковым и буровым работам и частью специальным исследованиям. Она характеризуется параллельными, большей частью вытянутыми выдержанного северо-западного простирания складками от десятков и сотен метров до 10—15 км (рис. 99, 100, 101). Еще более мелкая складчатость и пloyчатость встречается главным образом в карбонатных породах и слан-

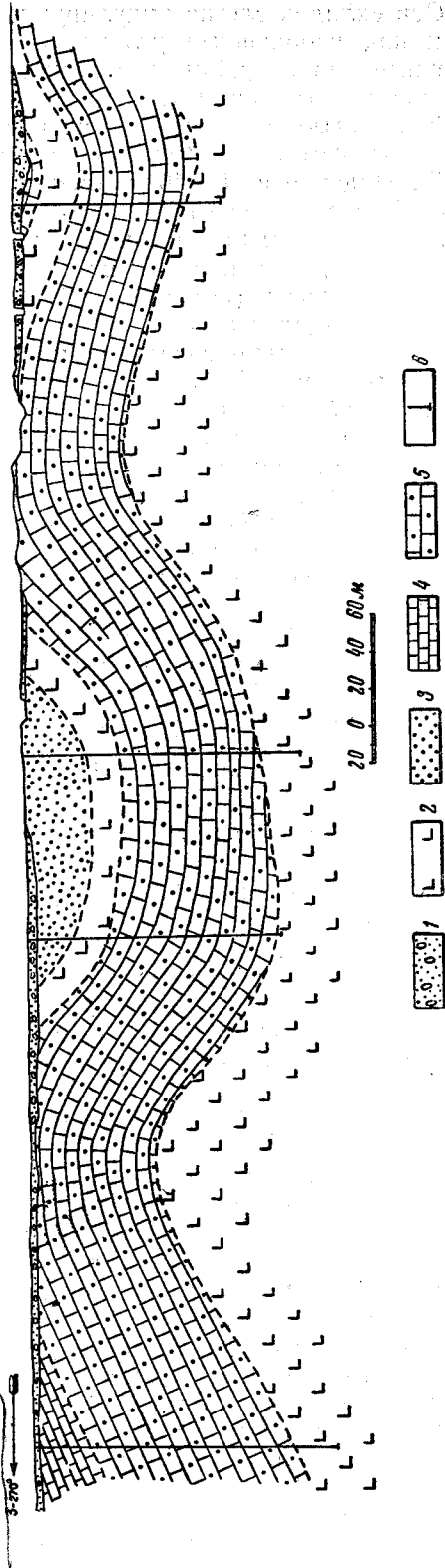


Рис. 101. Геологический профиль через восточное крыло Онежской мульды (р. Пяльма) (по В. В. Южановой)  
1 — кварцито-песчаники; 2 — метадиабазы интрузивные; 3 — кварцито-песчаники; 4 — доломитовые сланцы; 5 — доломиты и доломитовые сланцы; 6 — сланцы

цах. Оси складок слегка ундулируют, но в целом погружаются на юго-восток под небольшими углами. Местами развиты относительно изометричные или неправильные структуры, напоминающие брахискладки (район Лижм-озеро и др.).

Складчатые структуры Онежской мульды отличаются очень пологим залеганием с преобладающими углами падения в  $10-20^\circ$ , реже  $30-45^\circ$ . Падение в  $20-40^\circ$  встречается большей частью в отложениях онежской серии. Местами наблюдается отмеченное в свое время В. М. Тимофеевым более крутое залегание пород с углами падения до  $70^\circ$ , вероятно, связанное с продольными разломами, пересекающими структуру мульды (юго-западный берег Кондопожской губы, оз. Ур-озеро, оз. Сандал и др.).

По некоторым крутопадающим разломам, параллельным складчатым структурам, отмечаются небольшой амплитуды вертикальные перемещения. Часть более древних из них заполнена дайковыми интрузиями габбро-диабазов и ультраосновных пород. В карбонатных породах и сланцах в ряде случаев отмечаются мелкие надвиги и пологие флексурные складки, по-видимому, связанные с межпластовыми перемещениями позднекарельской складчатости.

В восточной части южного конца Западно-Карельской синклинойной зоны значительную площадь занимают иотнийские (петрозаводские) песчаники верхнего протерозоя. К юго-востоку от г. Кондопога встречается небольшой останец аркозов с маломощными прослоями подстилающих их полимиктовых конгломератов, которые вероятнее относятся к низам иотнийской серии верхнего протерозоя (Е. М. Михайлюк, 1950 г.). Породы залегают здесь на вулканитах суйсарской серии и, по-видимому, образуют небольшую синклиналиную складку северо-западного простирания с падением крыльев под углами  $10-20^\circ$  к центру.

В главном иотнийском поле восточной части Онежско-Ладожского перешейка, прилегающем к западному берегу Онежского озера, иотнийские песчаники вместе с заключенной в них, мощной пластовой интрузией габбро-диабазов образуют пологую синклинали (синеклизу), унаследовавшую северо-западное направление карелид. На северо-западе в районе г. Петрозаводска она замыкается, а на юго-востоке полого погружается, скрываясь под нижнепалеозойскими отложениями Русской платформы, которые появляются лишь в пределах Ленинградской области (р. Свирь). Отложения верхнего протерозоя в крыльях падают под углом  $5-15^\circ$ , реже  $20-25^\circ$  к осевой части синклинали, где залегание их становится горизонтальным (Лавда, Матвеева сельга и др.). Северо-восточное крыло Западно-Онежской синеклизы вдоль западного края современной впадины Онежского озера разбито многочисленными мелкими сбросами северо-западного и северо-восточного (до меридионального) простирания, по которым произошли вертикальные смещения с амплитудой в десятки, редко сотни метров, часто выраженные в рельефе в виде высоких обрывистых кряжей, разделенных такими же по величине депрессиями. Местами (верховьев р. Важенки) в слабо обнаженном юго-западном крыле наблюдаются крутопадающие ( $60-70^\circ$ ) зоны расщепления, возможно, связанные с вертикальными флексурными изгибами иотнийских кварцито-песчаников. За пределами Карелии в полосе стыка с палеозойскими отложениями погружение допалеозойского фундамента, возможно, обусловлено региональной флексурой субширотного направления, которая уже в верхнем протерозое наметила южную границу Балтийского щита (Полканов, 1956, Кратц, 1950).



## Восточно-Карельская синклинорная зона

Восточно-Карельская синклинорная зона расположена на северо-восточной окраине Карельского пояса карелид в области стыка их с архейскими образованиями Беломорского блока.

В данной зоне наряду с гранитоидами различного возраста, преимущественно выступающими в ядрах крупных антиклинальных структур, широкое развитие имеют сложноскладчатые нижнепротерозойские образования. Среди последних значительную роль играют вулканогенные породы и подчиненные им осадочные образования тунгудско-надвоицкой серии, которые по мнению одних исследователей (Дюков, 1953; Харитонов, 1955, 1957), без видимого несогласия, а согласно другим (Робонен, 1953; Кратц, 1955, 1957; Перевозчикова, 1956, 1957) — с локальным несогласием залегают на более древних образованиях парандовской серии. На нижнепротерозойских складках несогласно залегают среднепротерозойские отложения сегозерской серии и, частью, более молодой серии Ветреного пояса.

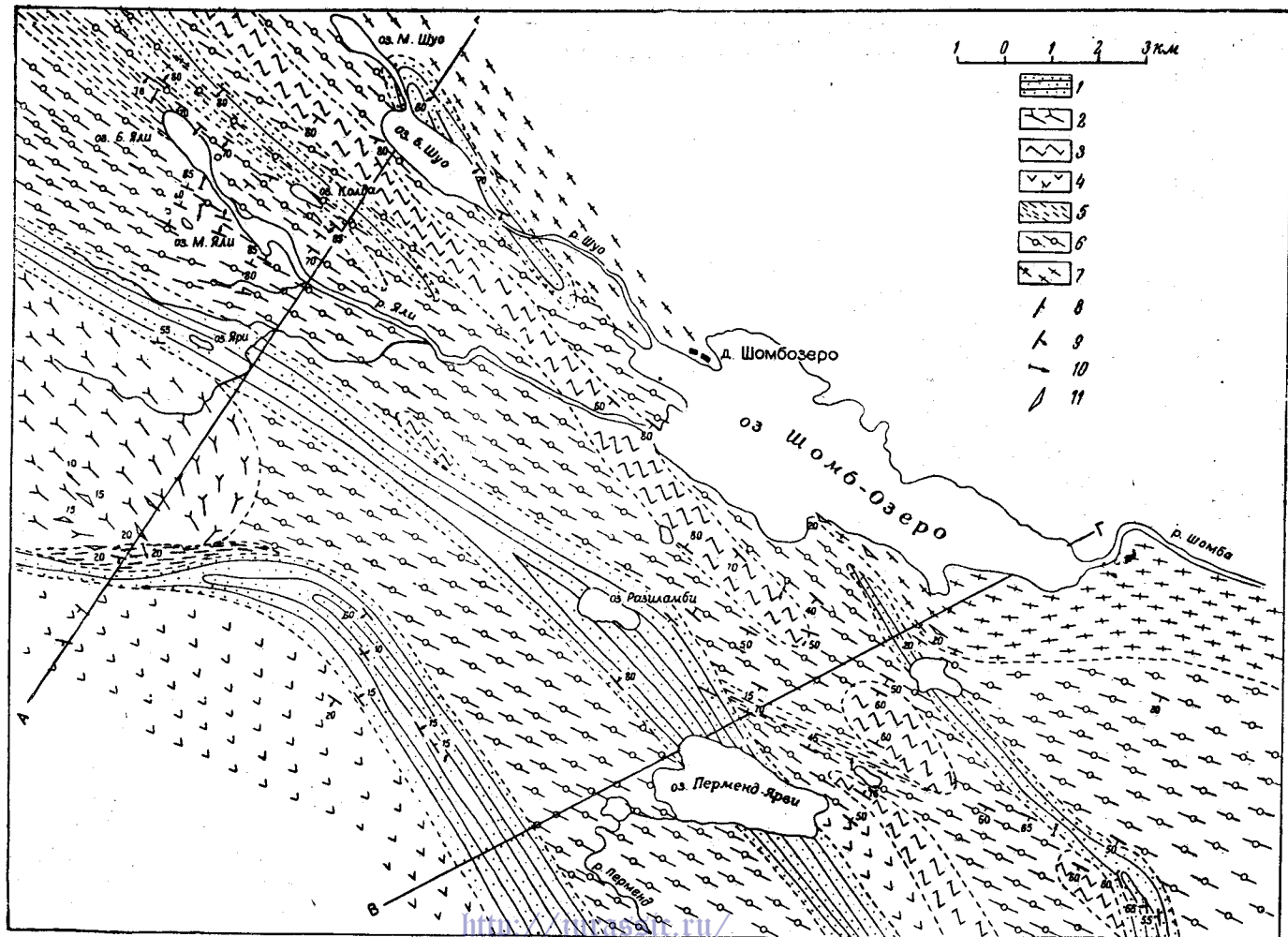
В пределах Восточно-Карельской синклинорной зоны выделяется ряд крупных синклинориев — Шомбозерский, Шуезерский и Ветреного пояса и разделяющие их антиклинальные поднятия, в основном характеризующиеся северо-западным простиранием.

Шомбозерский синклинорий, охватывающий северо-западную часть рассматриваемой зоны, прослеживается в юго-восточном направлении на протяжении около 200 км от юго-западного берега оз. Топ-Озеро до тракта Кочкома-Реболы (в районе оз. Хиж-Ярви). Ширина его в наиболее погруженной части, по линии с. Гайкола — оз. Шомб-Озеро составляет 30—35 км.

Протерозойские отложения по простиранию на северо-запад (юго-западнее оз. Топ-Озеро) сменяются сильно мигматизированными архейскими породами, что, по-видимому, обусловлено воздыманием складчатых структур в этом направлении и замыканием синклинория. В этой северо-западной части данной зоны наблюдается раздваивание Шомбозерского синклинория с образованием двух синклиналей — северо-восточной и юго-западной, разделенных погружающимися на юго-восток центральным антиклинальным поднятием, в котором выступают мигматиты и интрузии нижнепротерозойских гранитоидов.

Северо-восточная синклиналь сложена амфиболитами и различными сланцами парандовской серии, смятыми в довольно крутые складки с падением крыльев под углами 50—80°. Эти породы в северо-восточном крыле, вблизи контакта с подстилающими гнейсо-гранитами приобретают более пологое падение (до 20—30°). Породы парандовской серии прорываются рядом протяженных крутопадающих дайковых интрузий кварцевого кератофира северо-западного простирания (рис. 102).

Все упомянутые породы, а также более древние гнейсо-граниты перекрываются здесь кварцито-песчаниками тунгудско-надвоицкой серии (?), слагающими полосы шириной 3—4 км и длиной до нескольких десятков километров. В противоположность представлениям В. В. Фиженко (1947 г.) о переслаивании этих кварцито-песчаников с амфиболитами, здесь отчетливо устанавливается их несогласное залегание по отношению к складчатой структуре последних (см. рис. 102) и, по-видимому, кварцито-песчаники представляют собой сжатые приразломные наложенные синклинали с крутым (55—80°) падением слоистости пород. Местами наблюдаются такие же крутопадающие зоны рассланцева-



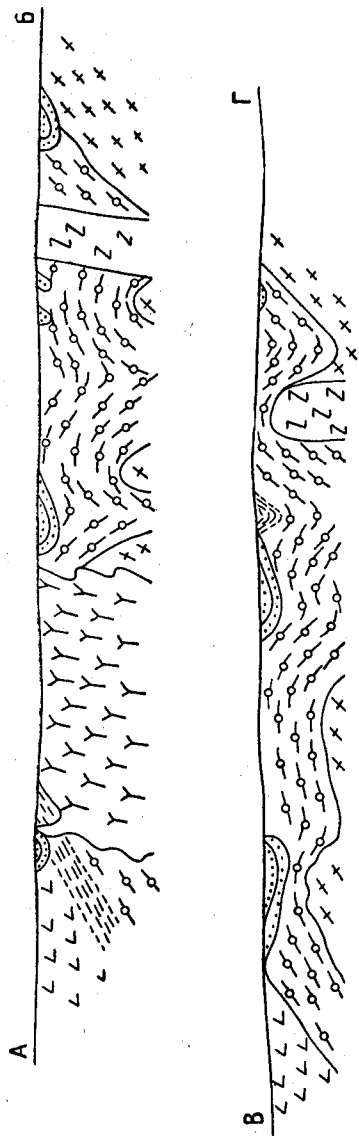


Рис. 102. Схематическая геологическая карта района оз. Шомб-Озеро (по В. И. Робонену, 1958)

1 — кварцито-песчаники среднего протерозоя; 2 — граниты; 3 — кварцевые порфиры; 4 — метаморфизованные основные эффузивы; 5 — гранато-биотито-амфиболовые сланцы и гнейсы; 6 — лава- и ортоамфиболиты нижнего протерозоя; 7 — гнейсо-граниты; 8 — сланцеватость; 9 — слоистость; 10 — направление кровли пласта; 11 — гнейсовидность

ния, проходящие вдоль контактов кварцитовых полос или внутри их. Аналогичное залегание по отношению к сланцам парандовской серии, по-видимому, имеют полимиктовые конгломераты, развитые в северной части синклинали (в районе с. Кизрека и на юго-западном берегу оз. Топ-Озеро) (Нефедов и Макарова, 1956 г.).

По простиранию на северо-запад описываемая синклираль скрыта водами оз. Топ-Озеро. На юго-запад она прослеживается на протяжении более 100 км и севернее оз. Воинг-Озеро отделяется от Шуезерского синклинория небольшим выступом архейских гнейсогранитов и интрузиями более молодых, нижнепротерозойских микроклиновых гранитов.

Юго-западная синклираль характеризуется преобладающим распространением основных эффузивов и частью кварцитов тунгудско-надвоицкой серии, из-под которых в мелких антиклинальных складках (с. Гайколы и др.) лишь местами выступают породы парандовской серии.

С северо-востока эта синклираль граничит с образованиями парандовской серии, гранитоидами и мигматитами центральной антиклинали. С юго-запада ее контакт с гранитоидами Центрально-Карельской антиклинорной зоны на значительном протяжении является, вероятно, тектоническим.

По данным В. В. Фиженко (1947 г.), С. А. Дюкова (1946 г.) и других исследователей, в пределах этой слабо обнаженной территории простирание сланцеватости зеленокаменных пород совпадает с общим северо-западным направлением структуры. Падение сланцеватости непостоянное, но в целом крутое ( $50-80^\circ$ ) на северо-восток и юго-запад. Редкие узкие полосы кварцитов, встречающихся среди зеленокаменных пород, имеют или крутое или относительно пологое

залегание. Страгиграфическое положение кварцитов является неопределенным. Некоторые исследователи (Харитонов, 1941; Дюков, 1946, 1951 гг.) рассматривают кварциты как образования одновозрастные с окружающими эффузивами, преимущественно залегающими в основании последних, тогда как другие (Робонен, 1958 г.) предполагают, что они более молодые, среднепротерозойские. Так, по данным В. В. Фиженко (1947 г.) и В. И. Робонен (1958 г.), в районе урочища Кивиринти, к юго-западу от оз. Шомб-Озеро кварциты, смятые в асимметричную синклиналию складку, характеризуются несогласным залеганием на метадиабазе — юго-западное крыло, пологопадающее на северо-восток, и на амфиболитах парандовской серии — северо-восточное крыло, крутопадающее ( $60^\circ$ ) на юго-запад (см. рис. 102). Несколько севернее кварциты через базальные сланцы (кору выветривания) лежат на нижнепротерозойских гранитах и гранато-биотитовых сланцах. У урочища Кивиринти асимметричное строение синклинали связано, вероятно, с развитием ряда параллельных крутопадающих продольных сбросов, располагающихся вдоль контакта кварцитов с амфиболитами и частью обусловивших появление небольших надвигов в первых (Фиженко, 1947 г.).

Эта синклиналь, которая прослеживается на протяжении около 200 км в основном имеет северо-западное простирание, только на юго-востоке переходящее в меридиональное, т. е. она окаймляет Тунгудскую гнейсо-гранитную глыбу, отделяющую ее от Шуезерского синклинория. Дальнейшее продолжение синклинали на юго-восток можно предполагать на основании распространения разобщенных складок, сложенных породами парандовской и тунгудско-надвоицкой серий и обрамляющих глыбу с юго-запада и юга. Нижнепротерозойские образования рассматриваемой синклинали прорваны интрузиями ультраосновных и основных пород, кварцевых диоритов и микроклиновых гранитов.

Шуезерский синклинорий, расположенный к юго-востоку от юго-восточного конца Шомбозерского синклинория, прослеживается на протяжении около 170 км от района р. Кемь (на северо-западе) до оз. Выг-Озеро и далее по его западному берегу в районе г. Сегежа (на юго-востоке). Известные в настоящее время участки развития нижнепротерозойских супракрустальных пород на восточном берегу оз. Выг-Озеро, а также на обширной заболоченной территории к юго-востоку от него (район р. Кумбукса) дают возможность предполагать о распространении этого синклинория и далее в этом направлении под водами озера и сплошным покровом четвертичных отложений. Наибольшая ширина синклинория (50 км) установлена между озерами Вотулма и Вороньим.

Шуезерский синклинорий сложен мощными осадочно-вулканогенными толщами парандовской и тунгудско-надвоицкой серий нижнего протерозоя, а также сегозерской серией среднего протерозоя. В северо-западной, широкой части его преобладающее распространение имеют породы тунгудско-надвоицкой и сегозерской серий, из-под которых в краевых частях выступают сланцево-амфиболитовые толщи парандовской серии. На этом участке вследствие быстрого воздымания оси по простиранию в обоих направлениях синклинорий на северо-западе замыкается, а на юго-востоке, в районе ст. Кочкома — Красная речка разобщается мелкими (шириной 10—20 км) гнейсо-гранитными глыбами на ряд обрамляющих узких синклиналей.

В северо-восточном крыле, в районе озер Пиб-Озеро — Воронье — Авне-Озеро, широкое распространение имеют сланцы и амфиболиты

парандовской серии, которые через базальные конгломераты залегают несогласно на архейских гнейсах и гнейсо-гранитах Беломорского блока (Робонен, 1953 г.). Породы парандовской серии под весьма изменчивыми углами  $15-80^\circ$  (преимущественно  $30-70^\circ$ ) падают на юго-запад. Широкое развитие имеют мелкие складки, с опрокинутыми на северо-восток осевыми плоскостями, особенно характерные для слоистых параамфиболитов (рис. 103). Данные образования при том же падении с перерывами прослеживаются на юго-восток до р. Тунгуда, где они обрамляют гнейсо-гранитную глыбу (район низовья р. Летней).

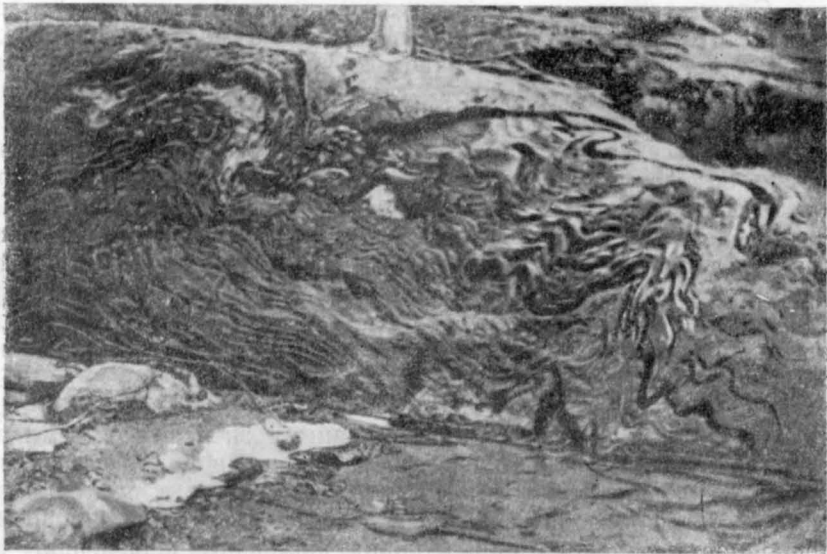


Рис. 103. Мелкие складки в слоистых амфиболитах (оз. Воронье).  
Фото В. И. Робонена

В юго-западном крыле эти породы имеют ограниченное распространение. Они появляются в ядре антиклинали, севернее оз. Тунгудского, характеризуясь крутым (до  $80^\circ$ ) падением сланцеватости на юго-восток. К западу от оз. Вермас сланцы и амфиболиты парандовской серии прослежены участками до северо-восточного крыла Шомбозерского синклинория, являясь здесь как бы юго-восточным продолжением вышеописанной северо-восточной синклинали.

В северо-западной части Шуезерского синклинория преобладающее распространение имеют мощные толщи основных эффузивов, зеленых сланцев и кварцевых кератофиров (частью жильных). Соотношения этих пород с отложениями более древней парандовской серии не вполне ясны. Согласно данным Л. Я. Харитонова и С. А. Дюкова, это непрерывно согласно залегающие толщи. По представлениям В. А. Перевозчиковой и В. И. Робонен, между этими толщами имеются несогласие и перерыв, документирующиеся по наличию между ними маломощного горизонта конгломератов с обломками пород нижележащей парандовской серии, которые были установлены Л. А. Кириченко (1950 г.) в районе оз. Калливо-ламби (брекчии, по С. А. Дюкову).

Толщи тунгудско-надвоицкой серии залегают трансгрессивно на отложениях парандовской серии и более древних архейских образованиях, что вместе с резким преобладанием вулканогенных пород в составе данной серии, скорее всего свидетельствует о предшествовавшей отложению последних, фазе интенсивных тектонических движений, обусловивших в общем несогласное залегание этой серии на подстилающих образованиях.

Основные и кислые, большей частью сланцеватые вулканогенные породы тунгудско-надвоицкой серии простираются в северо-западном направлении, с небольшими местными отклонениями к северу и северо-востоку. Сланцеватость их преимущественно крутая, падает главным образом на юго-запад и реже на северо-восток. Более пологое залегание ее отмечается в северо-восточном крыле синклинория, где она падает на юго-запад под углами  $30-70^\circ$ , реже  $20^\circ$  и  $80^\circ$ . Возможно, что такое преобладающее падение сланцеватости на юго-запад, как и опрокинутые на северо-восток мелкие складки в отложениях парандовской серии, обусловлены перемещением в период карельской складчатости толщ на северо-восток в сторону соседнего Беломорского блока.

На отдельных участках, вдоль северо-восточного края Шуезерского синклинория, кристаллизационная сланцеватость архейских образований Беломорского блока имеет залегание, согласное со структурами нижнепротерозойских отложений. Это, вероятно, обусловлено реморфизмом архейских пород в период карельской складчатости, проявившимся в относительно узкой зоне по контакту с карелидами.

Наличие отдельных узких прерывистых полос, сложенных породами парандовской серии и частью более древними гнейсо-гранитами архея среди поля эффузивов и сланцев тунгудской надвоицкой серии, по-видимому, обусловлено образованием мелких складок в последних. Как отмечали Л. Я. Харитонов (1936 г.) и позднее В. Ф. Мотычко (1946 г.), среди сланцев и зеленокаменных пород кварцевые кератофиры образуют секущие их трещинные гипабиссальные интрузии меридионального и северо-западного простираения (озер Вермас — Кевят-Озеро и др.).

В северо-западной части рассматриваемого синклинория среднепротерозойские отложения приурочены к его центральной части. Здесь конгломерато-кварцито-песчаниковые толщи сегозерской серии образуют прерывистые дугообразно изогнутые полосы шириной 2—10 км, обрамляющие заключенный между ними неправильно овальной формы массив измененных основных эффузивов (Лехтинская и Кевятозерская полосы). Л. Я. Харитонов рассматривает структуру этой территории как дискордантную относительно окружающего складчатого осадочно-эффузивного комплекса пологую синклиналь с падением крыльев к центру, выделенную им под названием Летнеозерской мульды (рис. 104). Такого же мнения придерживается С. А. Дюков (1952 г.). Ядро мульды сложено основными эффузивами (Харитонов, 1941; Дюков, 1946 г.; 1952 г.).

Наряду с этим высказывается мнение о более древнем, нижнепротерозойском возрасте эффузивов Летнеозерской мульды. По представлениям К. О. Кратца (1952 г.), В. И. Робонен (1953 г.) и М. А. Гиляровой (1955), эти породы аналогичны широко развитым здесь более древним зеленокаменным эффузивам, относимым к тунгудско-надвоицкой серии, и слагают ядро антиклинали, на крыльях которой несогласно залегают более молодые кварцито-песчаниковые толщи, образующие здесь узкие протяженные синклинали, отделяемые от окружающих ме-

тадиабазов выдержанным базальным горизонтом серицитовых и серицито-хлоритовых сланцев, реже аркозами и конгломератами.

Кварцито-песчаники Летнеозерской мульды характеризуются изменчивым простираем слоистости от северо-западного до меридионального, параллельным направлению слагаемых ими полос. Падение ее также варьирует от 20—30° до 60—80°. В северо-восточной Лехтинской полосе слоистость падает главным образом на юго-запад под углами 60—80° и только в юго-восточной части ее, южнее сброса Чога-ручей, (Харитонов, 1941) установлено падение слоистости к центру полосы (50—65°). Более пологие углы падения (20—30°) наблюдаются в кварцито-песчаниках по обе стороны сброса. В юго-западной Кевязозерской полосе слоистость под такими же углами преимущественно падает на северо-восток и восток и только в ее южной части, в районе с. Машозеро наблюдается встречное падение.

Средняя часть Кевязозерской полосы, в районе оз. Вотулма имеет более сложное строение в связи с появлением складок шириной 2—5 км и в центральной части ее — антиклинальной структуры. Последняя характеризуется нормальным падением крыльев на северо-восток и юго-запад (под углами 25—40°). В ядре обнажаются полимиктовые конгломераты и подстилающие их более древние основные и кислые эффузивы тунгудско-надвоицкой серии.

В районе оз. Сигово, от Кевязозерской полосы отходит синклиналь, протягивающаяся в северо-западном направлении к оз. Воинг-Озеро. Мелкие складки в пределах кварцитовых полос отмечаются и в других местах (В. И. Робонен, 1953 г.).

Небольшими участками кварцито-песчаники распространены среди эффузивов Летнеозерской мульды и за ее пределами. Они представляют собой сохранившиеся от эрозии мелкие складки, среднего протерозоя (горы Черная варака и Железные ворота, оз. Лежево и др.).

Сланцеватость в зеленокаменных породах Летнеозерской мульды характеризуется выдержанным северо-западным

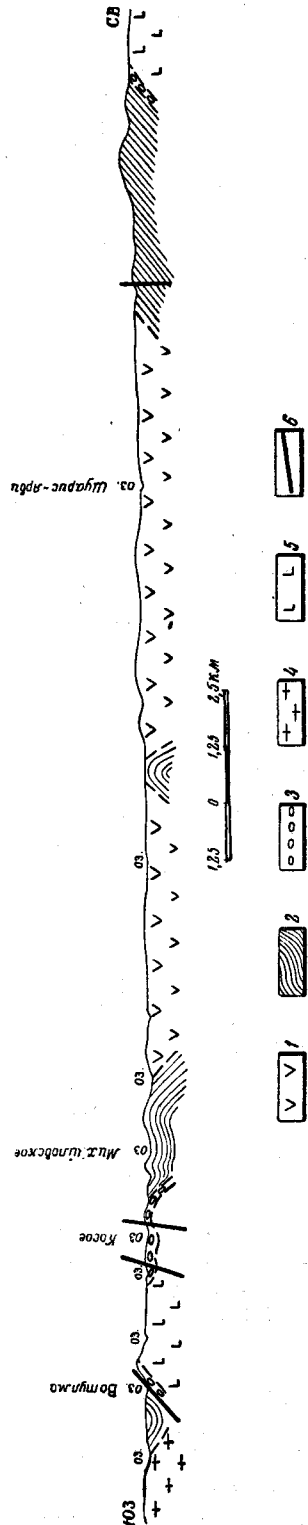


Рис. 104. Геологический профиль Летнеозерской мульды (по Е. А. Дюкову, 1952)

1 — метабазиты, метанориты и вулканические брекчи; 2 — кварциты, кварцито-песчаники, аркозы; 3 — базальные конгломераты; 4 — граниты и кварцевые метадориты; 5 — амфиболовые метабазиты и зеленые сланцы; 6 — разломы

простираем и крутым преимущественно юго-западным падением (60—80°). Северо-восточное падение наблюдается только на отдельных участках (Черная варака — оз. Летнее).

По данным А. Негруц (1958 г.), кварцито-песчаники, слагающие узкие полосы среди тунгудско-надвоицких эффузивов к западу от Ленеозерской мульды и считавшиеся древнее песчаников последней (Харитонов, 1941), подстилаются конгломератами. Таким образом, эти кварциты образуют здесь узкие протяженные синклинали и должны считаться более молодыми, среднепротерозойскими.

Структура Ленеозерской мульды разбита разломами северо-западного простираения, хорошо наблюдающимися в пределах кварцитовых полос. Иногда к этим разломам приурочены тела метагаббро-диабазов (сброс Чога-ручей), иногда же они сопровождаются интенсивным расщеплением и милонитизацией пород (Вотулмский разлом Харитонов, 1936 г.). Некоторые разломы, по-видимому, являются более молодыми (северо-восточный край Лехтинской полосы и к северо-востоку от оз. Лежево и др.).

В связи с воздыманием оси в направлении на юго-восток Шуезерский синклиниорий разветвляется с образованием ряда узких синклиналильных зон, обрамляющих разделяющие их небольшие глыбы гнейсо-гранитов (к западу и югу от ст. Сосновец, в районе ст. Кочкома). Эти глыбы шириной 5—20 км, несколько вытянутые в северо-западном или меридиональном направлении, характеризуются структурой, в целом согласной со структурой окаймляющих их синклиналей. Крылья этих узких складок сложены, как правило, породами парандовской серии, которые в направлении к осевой части сменяются зеленокаменными образованиями тунгудско-надвоицкой серии. Синклинали, распространенные к западу и югу от ст. Сосновец, характеризуются изменчивым (от северо-восточного до меридионального, реже северо-западного) простираем, соответствующих контурам гранитных глыб. Падение их крутое (60—80°) на северо-запад и запад, что связано с опрокинутым на восток залеганием этих складчатых структур (Туркина, 1948 г.; Робонен, 1953 г.).

Наиболее крупной из упомянутых синклиналильных структур является Выгозерская синклинали (Парандово-Надвоицкая полоса протерозоя), протягивающаяся от среднего течения р. Идель (севернее тракта Кочкома — Реболы) на юго-восток до оз. Выг-Озеро, где протерозойские образования скрыты озером и прилегающими заболоченными низинами.

Этот слабо обнаженный район довольно детально изучен в своей северной части, в районе Парандовского серноколчеданного месторождения (Глебова-Кульбах, Носикова, 1953 г.) и на широте с. Сумского (Дюков, 1953 г.). Здесь так же, как и на северо-западе, Шуезерский синклиниорий характеризуется преимущественным распространением мощных толщ нижнего протерозоя (парандовская и тунгудско-надвоицкая серии). Резко подчиненное развитие имеют отложения среднего протерозоя (сегозерская серия), слагающие сложную синклиналильную структуру.

Амфиболито-сланцевые толщи парандовской серии распространены в северной, замыкающейся части Выгозерской синклинали, а также прерывистыми узкими полосами прослеживаются вдоль ее северо-восточного и юго-западного крыльев. Основная часть этой складчатой структуры сложена основными эффузивами и заключенными среди них



кварцито-песчаниками, которые в настоящем томе отнесены к тунгудско-надвоицкой серии.

Для этой, как и в северо-западной части данной синклинали, вопрос о соотношении парандовской и тунгудско-надвоицкой серий еще окончательно не решен. Наряду с мнением об едином непрерывном разрезе (Дюков, 1953 г.), трансгрессивное в плане залегание эффузивов тунгудско-надвоицкой серии на породах парандовской серии трактуется некоторыми исследователями как признак возможного, разделяющего их несогласия (Перевозчикова, 1955 г.; Робонен, 1958 г.).

Метаморфизованные осадочные породы, основные и кислые эффузивы парандовской серии смяты в крутые сжатые, большей частью изоклинальные складки северо-западного простирания и пронизаны многочисленными интрузивными телами и жилами плагио-микроклиновых гранитов и связанных с ними пегматитов и аплитов. Для района наибольшего развития отложений парандовской серии (северо-западная часть Выгозерской синклинали) С. А. Дюков (1953 г.) отмечает моноклиналиное падение на юго-запад под углами  $60-80^\circ$ , что, вероятно, свидетельствует об опрокидывании складок на северо-восток. Такой же интенсивной дислоцированностью характеризуются и осадочно-вулканогенные толщи тунгудско-надвоицкой серии, которые здесь стоят на головах или падают на северо-восток и юго-запад под углами  $70-85^\circ$ .

Детальное структурное и литологическое изучение горизонтов кварцито-песчаников, залегающих среди основных эффузивов в районе пос. Сумского и к югу от него, приводит В. И. Робонена (1958 г.) к представлению о более молодом, чем эффузивы, возрасте кварцито-песчаников, которые здесь также залегают круто, почти вертикально и опущены относительно окружающих пород по ограничивающим их вертикальным сбросам. Такое же мнение о более молодом возрасте кварцито-песчаников высказывается М. А. Гиляровой. Аналогичные соотношения между крутопадающими под  $80^\circ$  кварцито-песчаниками и окружающими их породами парандовской серии и гранитоидами, по-видимому, имеют место в северной части западного берега оз. Выгозеро. Такие структурные соотношения кварцито-песчаников Выгозерской синклинали с осадочно-вулканогенными толщами тунгудско-надвоицкой и парандовской серий и, частью, гранитами очень напоминают взаимоотношения между кварцито-песчаниковыми «горизонтами» и более древними, сланцево-амфиболитовыми толщами парандовской серии в пределах Шомбозерского синклинория, а также грабен-синклинали других районов Карелии, сложенные среднепротерозойскими отложениями.

Южная часть антиклинального поднятия, разделяющего Шомбозерский и Шуезерский синклинории, представлена крупной Тунгудской гнейсо-гранитной глыбой. В связи с погружением на северо-восток, севернее Тунгудской глыбы в осевой части этого поднятия среди вулканогенных пород тунгудско-надвоицкой серии с общим крутым ( $60-80^\circ$ ), преимущественно юго-западным падением появляются породы парандовской серии и небольшие тела нижнепротерозойских гранитоидов. Возможно, что далее на северо-запад после поперечного антиклинального поднятия, к северу от оз. Воинг-Озеро это антиклинальное поднятие находит свое продолжение в центральной антиклинали Шомбозерского синклинория.

Тунгудская гнейсо-гранитная глыба, вытянутая в северо-западном направлении при ширине до 35 км, сложена сильно мигматизиро-

ванными гнейсами и гнейсо-гранитами архея и интрузивными телами нижнепротерозойских кварцевых диоритов (тунгудских) и плагин-микроклиновых гранитов. Местами в ее пределах наблюдаются небольшие участки нижнепротерозойских пород. Площадь глыбы в целом слабо обнажена. В краевых частях ее кристаллизационная сланцеватость пород имеет преимущественно юго-западное падение под углами  $70-80^\circ$ , согласное с залеганием окружающих ее нижнепротерозойских супракрустальных образований (Дюков, 1953 г.; Робонен, 1953 г.).

Область к востоку и юго-востоку от оз. Выг-Озеро весьма слабо обнажена. Судя по наличию разрозненных выходов древнейших олигоклазовых гнейсо-гранитов и микроклиновых гранитов нижнепротерозойского типа, она в основном сложена гранитоидами различного возраста и состава. Возможно, однако, что здесь относительно широко развиты и протерозойские супракрустальные толщи, на современном эрозионном срезе скрытые под покровом рыхлых четвертичных отложений. Кристаллизационная сланцеватость гранитоидов этого участка имеет северо-западное (до западного) простирание и крутое ( $60-80^\circ$ ), преимущественно северо-восточное падение. Аналогичное залегание характерно для установленных здесь участками (реки. Верхний Выг, Кумбукса) зеленых сланцев и измененных вулканогенных пород протерозоя, возможно, частично относящихся уже к юго-западному крылу синклинория Ветреного пояса.

Синклинорий Ветренный пояс протягивается в юго-восточном направлении на протяжении около 200 км от оз. Пул-Озеро до р. Онеги (Архангельская область), где скрывается под палеозойскими образованиями Русской платформы. На территории Карелии, к востоку от Выг-Озера заходит лишь небольшая, крайняя северо-западная часть его, в основном сложенная разнообразными сланцами, измененными основными эффузивами и резко подчиненными им осадочными образованиями нижнего и среднего протерозоя. Ось этого синклинория, имеющая здесь северо-западное простирание, погружается на юго-восток (Альбов, 1938). Северо-восточная граница его со сложно дислоцированными архейскими образованиями Беломорского блока большей частью является тектонической. Юго-западная граница этого синклинория скрыта заболоченной равниной, расположенной к юго-западу от возвышенности Ветренный пояс.

Нижнепротерозойские образования, выделенные в северо-западной краевой части, а также в юго-западном крыле синклинория Ветреного пояса, имеют северо-западное (частью широтное) простирание и северо-восточное (реже юго-западное) падение под углами  $25-70^\circ$ , по-видимому, являющееся отражением развитой здесь мелкой складчатости.

На отдельных участках (оз. Левушка и др.) юго-западное крыло синклинория осложнено антиклинальными поднятиями, в которых вскрываются нижнепротерозойские базальные отложения и более древние гнейсо-граниты архея, огнейсованные согласно со структурой протерозойских образований.

Строение северо-восточного крыла этого синклинория пока неясно. Здесь имеют место многочисленные трещинные интрузии метагаббродиабазов северо-западного простирания, прорывающие осадочно-вулканогенные толщи нижнего протерозоя и, частью, внедрившиеся по разломам того же направления на стыке их с архейскими породами Беломорского блока.

В северо-восточном крыле отмеченные породы перекрываются среднепротерозойскими пикритовыми порфиритами серии Ветренный пояс, которые здесь слагают наиболее высокие части рельефа (оз. Голец, Челмак, Носково, Шапочка). Условия залегания этих эффузивов пока не установлены. В районе горы Носково они имеют крутое, почти вертикальное падение, возможно, связанное с нарушившими их продольными вертикальными разломами. На отдельных участках восточнее р. Кумбукса отмечаются базальные конгломераты среднего протерозоя, возможно сохранившиеся в ядрах мелких синклиналиных складок.

Более поздние тектонические движения здесь проявились в виде разломов, по-видимому, унаследовавших северо-западное и, частью, северо-восточное направление более ранних дизъюнктивных дислокаций и определивших современный уступообразный характер склонов кряжа Ветренный пояс.

### Северо-Карельская синклинозная зона

Северо-Карельская синклинозная зона, расположенная на северной и частично северо-восточной окраине Карельского пояса карелид, с изменчивым простиранием следует параллельно юго-западной и западной границам северной части Беломорского блока, непосредственно продолжаясь на запад в северную Финляндию. На территории Карельской АССР и юго-западной части Мурманской области в пределах этой зоны выделяются три района распространения сложно складчатых протерозойских супракрустальных образований (Западный, Центральный и Юго-Восточный), разобщенные полями развития гранитоидов архея и нижнего протерозоя.

В Западном районе несколько условно можно выделить Куоляярвский и Панаярвский синклинории, различающиеся между собой по строению и направлению тектонических структур. Стратиграфические соотношения протерозойских образований, распространенных в пределах этих сложно сочленяющихся синклинориев, трактуется пока весьма различно. В предлагаемом томе они условно отнесены главным образом к нижнему протерозою (см. раздел Стратиграфия).

Центральный и Юго-Восточный районы расположены в пределах Кукасозерско-Тикшеозерского синклинория.

Куоляярвский синклинорий прослеживается в субмеридиональном направлении на протяжении более 100 км по обе стороны государственной границы. Меньшая, восточная часть его, находящаяся на территории Мурманской области и Карелии, охватывает площадь от параллели оз. Соваярви (на юге) до параллели с. Куоляярви (на севере). Восточная и северо-восточная границы синклинория со сложно дислоцированными архейскими образованиями Беломорского блока характеризуются субмеридиональным и северо-западным направлением и на большом своем протяжении являются тектоническими. Местами (в северной части) к ним приурочены трещинные интрузии микроклиновых гранитов протерозоя.

Большая часть рассматриваемой площади Куоляярвского синклинория сложена основными вулканогенными породами, которые лишь по восточному, северо-восточному и южному краям его обрамляются узкой прерывистой полосой метаморфизованных осадочных пород. Отдельные небольшие участки последних среди поля основных эффузивов встречаются у озер Хоси-Ярви, Нуока-Ярви и Кяси-ярви. Довольно однооб-

разные по составу и слабо обнаженные зеленокаменные породы большей частью характеризуются сланцеватой текстурой субмеридионального до северо-западного простирания с крутым падением ( $55-70^\circ$ ) на запад, юго-запад и реже северо-восток. Только местами в восточной части, вблизи осадочных пород сланцеватость их полого падает ( $20-30^\circ$ ) на запад. Вдоль восточного края синклинория, там, где кварциты, карбонатные породы и различные сланцы перемежаются с амфиболитами, слоистость осадочных пород и, как правило, параллельная ей сланцеватость характеризуется выдержанным западным и юго-западным падением под углами  $20-60^\circ$ , причем в целом более крутым у непосредственного контакта с архейскими образованиями. В архейских гнейсах и гнейсо-гранитах архея, вдоль границы с протерозоем наблюдаются близкие (согласные) элементы залегания кристаллизационной сланцеватости.

Осадочно-вулканогенные толщи нижнего протерозоя здесь интенсивно смяты в складки, осложненные частыми продольными разломами. Наиболее крупные складчатые структуры устанавливаются в средней части восточного крыла синклинория, в районе озер Пюхя-Ярви и Нива-Ярви. Вдоль линии названных озер толща кварцитов, слюдяных сланцев и сланцеватых амфиболитов слагает синклиналь шириной в  $6-5$  км, в юго-восточном направлении вдающуюся в поле архейских гнейсо-гранитов. Эта синклиналь отделена с юго-запада (оз. Рай-Ярви) от главного поля протерозойских пород, погружающимися на северо-запад клиновидным выступом тех же древнейших гнейсо-гранитов. Моноклиальное падение пород на юго-запад свидетельствует об изоклиальном характере и опрокинута на северо-восток залегании этой синклинали, осложненной относительно маломощными, но протяженными продольными жильными телами микроклиновых гранитов и более поздними крутыми продольными разломами. Наиболее крупный разлом прослеживается в осевой части складки, вдоль озер Нива-Ярви и Пюхя-Ярви (Волотовская, 1948 г.; Кратц и Рийконен, 1953 г.). Западнее гнейсо-гранитного антиклинального выступа оз. Рай-Ярви в кварцито-карбонатно-метадиабазовой толще, по-видимому, намечается аналогичная опрокинута на северо-восток синклиналь, осложненная более мелкими складками и разломами, частью заполненными дайковыми телами лейкогаббро-диабазов (Молоткова, Нефедов и Макарова, 1958 г.).

Кристаллизационная сланцеватость гнейсо-гранитов райярвской антиклинали падает, согласно с первичной слоистостью протерозойских пород, на запад под углами  $30-40^\circ$ . Южнее в той же краевой зоне Куоляярвского синклинория, вдоль меридиональной цепи узких длинных озер (Нилутти-Ярви — Аухти-Ярви — Туути-Ярви) по повторяющемуся в плане чередованию горизонтов осадочных пород устанавливаются складки шириной в десятки, сотни метров и более мелкие. Они также нарушены крутопадающими на запад продольными разломами, которые в контакте с архейскими образованиями проявляются в виде мощной зоны тектонитов — очковых сланцев, считавшихся ошибочно базальными образованиями (Поротова, 1950 г.; Кратц и Рийконен, 1953 г.).

Кроме многочисленных продольных зон дизъюнктивных нарушений, в восточном крыле этого синклинория устанавливаются также поперечные субширотного направления разломы. Последние наиболее отчетливо прослеживаются в том же районе озер Пюхя-Ярви — Нива-Ярви,

где они заходят в пределы Беломорского блока. Эти разломы, расположенные (с севера на юг) вдоль ущелья Пюхя-Куру — оз. Пюхя-Лампи, параллельно линии озер Юлин и Алим-Курсу-Ярви и вдоль р. Яварру-йоки и определяют ступенчатое опускание протерозойских толщ на север. По-видимому, к этой же субширотной зоне нарушений относятся и более поздние (раннекаледонские ?) региональные разломы, определившие появление здесь платформенных интрузий ультраосновных и щелочных пород массивов Вуори-Ярви, Саланярвинского и щелочных даек ущелья Пюхя-Куру.

Южнее сброс такого же широтного направления с залегающей в нем дайкой основных пород сечет протерозойские складки и контактирующие с ними архейские гнейсо-граниты у оз. Туути-Ярви.

Сочленение этой сложно дислоцированной краевой зоны восточного крыла Куолаярвского синклиория с его центральным полем основных вулканитов не вполне ясно. Вдоль их границы следует прерывистая полоса аркозовых кварцито-песчаников и гранитных конгломератов, которые по мнению Н. А. Волотовской (1948 г.) и К. О. Кратц и О. А. Рийконен (1952 г., 1953 г.) являются базальными образованиями нижнего протерозоя. Благодаря пологому падению ( $20-30^\circ$ ) на запад под основные эффузивы центрального поля они рассматривались Г. В. Макаровой (1958 г.) как базальные слои расположенной западнее осадочно-эффузивной толщи среднего протерозоя. Оба представления нуждаются в более достоверном обосновании, тем более, что по аналогии с конгломерато-кварцито-песчаниковой толщей района озер Кяси-Ярви и Ноука-Ярви не исключается их более молодой, чем диабазы центрального поля, возраст (см. раздел «Стратиграфия»). Наблюдающиеся в восточной части рассматриваемого синклиория многочисленные субмеридионального направления разломы, как и сланцеватость, зоны интенсивного рассланцевания в зеленокаменных породах и их контакты с осадочными породами, большей частью падающие на запад согласно слоистости последних, а также изоклинальный характер складок, опрокинутых на восток, возможно, следует объяснить наличием в этом районе серий параллельных тектонических чешуй, надвинутых на восток в сторону Беломорского блока, граничащего здесь с карелидами.

В пределах обширного поля распространения основных эффузивов отмечаются синклинальные складки, сложенные кварцито-песчаниками, карбонатными породами и частью сланцами, характеризующимися пологим падением слоев (до  $20-30^\circ$ ) (участки озер Хоси-Ярви — Вуосна-Ярви, Нуока-Ярви — Кясиарви).

Синклиналь оз. Юли—Нуока-Ярви, в которой предположительно среднепротерозойские кварцито-песчаники отделены от окружающих их метадиабазов базальными аркозами и конгломератами, имеет горизонтальное залегание в центре и пологое падение (до  $20-30^\circ$ ) к западу в крыльях. Западное падение западного крыла этой структуры, сложенного теми же базальными конгломератами, по-видимому, объясняется его опрокинутым на восток залеганием. Такой характер синклинали оз. Нуока-Ярви напоминает строение осложненных краевыми разломами среднепротерозойских мульд Центральной и Южной Карелии (Западно-Карельская синклиория зона).

Южный конец Куолаярвского синклиория в пределах рассматриваемой территории (в районе озер Соваярви — Каутис-Ярви) характеризуется сменой меридионального простирания складчатых структур

на широтное, параллельное главному направлению, расположенного южнее Панаярвского синклиория (соваярвинская синклиналичная зона). Сочленение этих двух синклиорий еще недостаточно изучено. Частью они разделяются погружающимся (?) на запад антиклинальным поднятием широтного направления. К этому поднятию относится крупный антиклинальный выступ гнейсо-гранитов, севернее оз. Пана-Ярви и находящаяся на его западном простирании гнейсо-гранитная глыба горы Раакку-Тунтури, располагающаяся в поле развития протерозойских отложений.

В строении широтной Соваярвинской синклиналичной зоны, развитой в южной краевой части Куоляярвского синклиория принимают уча-

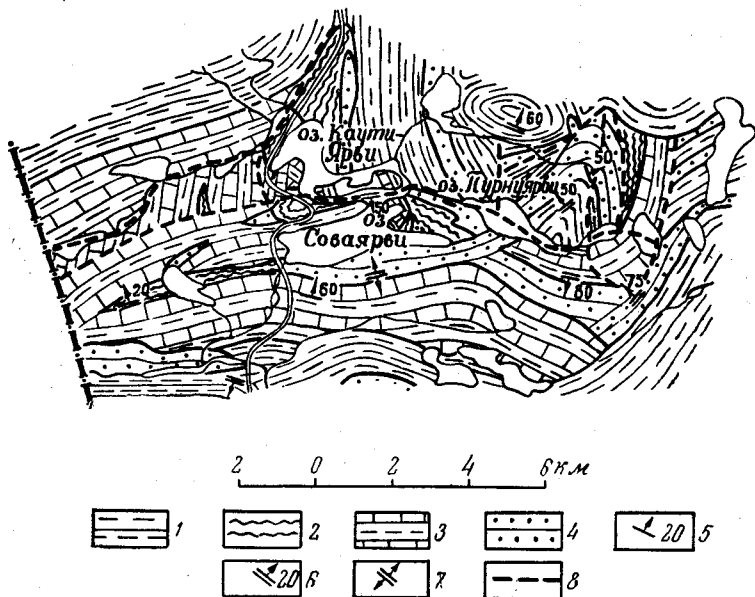


Рис. 105. Схематическая геологическая карта района озер Сова-Ярви — Каугис-Ярви (по К. О. Кратц и О. А. Рийконен, 1953)

1 — амфиболовые и биотито-амфиболовые сланцы и эффузивы метаморфизованные (основные); 2 — филлиты и филлитовидные сланцы; 3 — переслаивание известняков и слюдяно-хлоритовых сланцев, доломиты; 4 — кварцево-серцитовые сланцы, кварциты, аркозовые сланцы, кварцево-биотитовые сланцы с подлинными биотито-карбонатными сланцами; 5 — слоистость; 6 — сланцеватость наклонная; 7 — сланцеватость вертикальная; 8 — линии тектонических нарушений

стие метаморфизованные основные вулканиты, распространенные в краевой части этой структуры и толщи кварцитов, карбонатных пород, слюдяных и филлитовидных сланцев, развитых в центральной ее части. Сложноскладчатая структура Соваярвинской зоны расчленена многочисленными субширотными и субмеридиональными сбросами и сопровождающими их мелкими надвигами и флексурами, создающими характерную для этой зоны глыбовую структуру (рис. 105). Простирание пород в разных глыбах резко меняется от широтного до северо-восточного и меридионального при таком же непостоянном падении под углами 10—60°, реже 70—80°. Эта сложная синклиналичная структура, ось которой воздымается в восточном направлении, замыкается в рай-

оне оз. Исо-Сиеппиярви и р. Кайман, где в краевой части Беломорского блока вскрываются архейские гнейсы и гнейсо-граниты, прорванные по контакту трещинными интрузиями ультраосновных пород (р. Кайман, г. Ортсана, Каменное озеро).

Панаярвский синклиорий в виде слегка выпуклой к северу субширотного направления дуги прослеживается на протяжении не менее 80 км от государственной границы с Финляндией, вдоль оз. Пана-Ярви, в район оз. Ципринга и далее на восток до оз. Кунд-Озеро. На западе он продолжается в пределах карелид области Куусамо Северной Финляндии. Наибольшей ширины (не менее 15 км) в Северной Карелии этот синклиорий достигает в районе западного конца оз. Пана-Ярви. С севера он граничит с Беломорским блоком архея, а с юга с Северо-Карельской антиклинорной зоной.

В более широкой западной части этого синклиория северное крыло его (северный берег оз. Пана-Ярви) сложено мощной толщей метаморфизованных основных вулканитов и кварцевых кератофинов, которые вверх по разрезу сменяются кварцитами и слюдисто-карбонатными сланцами.

На севере протерозойский осадочно-вулканический комплекс данного синклиория через базальные конгломераты несогласно залегает на архейских гнейсо-гранитах. К северо-востоку от восточного конца оз. Пана-Ярви эти породы разделены межформационной интрузией нижнепротерозойских микроклиновых гранитов. Протерозойские супракрустальные образования характеризуются здесь моноклинальным падением на юге под углами 50—70° и лишь местами более пологим (до 20—40°) залеганием (Поротова, 1950 г.; Зак, Яковлева, 1952 г.; Кратц и Рийконен, 1953 г.). Северное крыло этого синклиория нарушено серией продольных крутопадающих к югу разломов, частью заполненных интрузиями лейкократовых габбро-диабазов. Поперечные сбросы субмеридионального направления отмечаются в средней части оз. Пана-Ярви (северный берег), где ими обусловлено смещение контактов на 300—500 м.

Кристаллизационная сланцеватость в гнейсо-гранитах, подстилающих северное крыло синклиория, в непосредственной близости с протерозойским комплексом, в целом согласно падает на юг. Отличной в этом отношении является структура гнейсо-гранитного купола горы Раакку-Тунтури (диаметром в 7 км), расположенного к северу от западного конца оз. Пана-Ярви. Обнажающиеся в ядре его древнейшие гранитоиды огнейсованы в северо-западном направлении с падением кристаллизационной сланцеватости на юго-восток под углами 55—90°. Протерозойские осадочно-вулканические толщи, обрамляющие эту глыбу, круто падают в стороны от последней (рис. 106).

В центральной части и южном крыле Панаярвского синклиория (южнее оз. Пана-Ярви), наряду с метадиабазами и кварцевыми кератофирами, широкое развитие имеют чередующиеся с ними кварциты, карбонатные породы и слюдисто-карбонатные сланцы. Указанные породы смяты в складки восток-северо-восточного направления с крутым, редко более пологим падением крыльев на север и юг (45—80°). Местные отклонения простираения к северо-западу обусловлены или замыканиями отдельных складок или более поздними поперечными дизъюнктивными нарушениями. Продольные разрывные нарушения, осложняющие протерозойские складки, документируются дайками кварцевых порфиров, метагаббро-диабазов и более поздних лейкогаббро-диабазов и

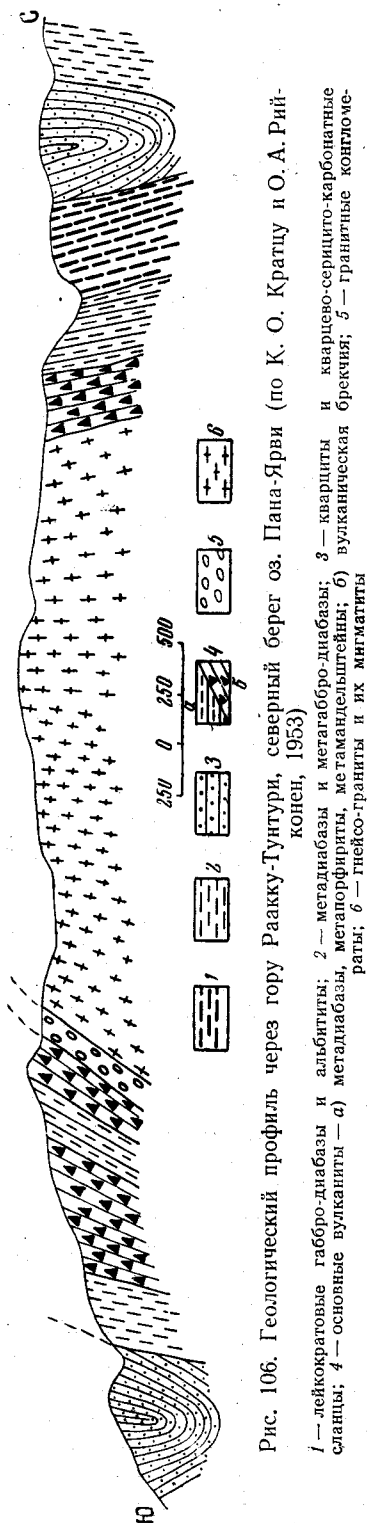


Рис. 106. Геологический профиль через гору Раакку-Тунтури, северный берег оз. Пана-Ярви (по К. О. Краццу и О. А. Рийхконен, 1953)

1 — лейкоратовые габбро-диабазы и альбититы; 2 — метадиабазы и амфиболовые сланцы; 3 — метадиабазы и кварцево-серпичито-карбонатные сланцы; 4 — основные вулканы — а) метадиабазы, метапорфириты, метаконгломераты; б) вулканическая брекчия; 5 — гранитные конгломераты; 6 — гнейсо-граниты и их мигматиты

вертикальными и крутопадающими зонами милонитизации. Сбросы субмеридионального и северо-северо-западного простирания, сместившие как покровные, так и дайковые породы, наиболее часто наблюдаются в восточной половине южного берега оз. Пана-Ярви.

К несомненно более молодым (среднепротерозойским) отложениям относятся некоторые конгломераты и частью сланцы, встречающиеся в виде сохранившихся от эрозии небольших реликтов. Однако не исключено, что одновозрастными с ними являются и некоторые кварцито-доломитовые толщи данного района, в настоящем томе отнесенные вместе с основными и кислыми эффузивами к тунгудско-карвоицкой серии нижнего протерозоя.

По контакту южного крыла этого синклиория с гнейсо-гранитами архейского основания залегают межформационные интрузии метаморфизованных габбро и поздних микроклиновых гранитов. Несколько южнее и юго-восточнее, параллельно структуре Панаярвского синклиория прослеживаются зоны разломов, к которым приурочены поздние нижнепротерозойские основные и гранитные интрузии (массивы Нуорунен, Кивакка, Ципринга, Луккулайсвара).

Панаярвский синклиорий в своей восточной части вследствие воздымания оси прослеживается отдельными небольшими участками развития метадиабазов, амфиболовых сланцев и кварцевых порфиров (оз. Ципринга, южнее р. Кума и в районе оз. Кунд-Озеро). Данные участки разобщены вскрытыми эрозией гнейсо-гранитами и, частью, гнейсами архея, в различной степени мигматизированными протерозойскими гранитами (Нумерова, Ловицкий, 1947 г.; Анищенкова, 1951 г.; Турובה, 1951 г.). Залегание сланцев, представляющих собой реликты глубоко размытых синклинальных складок, характеризуется здесь тем же относительно крутым падением (40—70°) на север и юг. Кристаллизационная сланцеватость окружающих их гнейсогранитов и мигматитов ориентирована параллельно направлению протерозойских складок. На восточном продолжении Панаярвского синклиория, к востоку от оз. Кунд-Озеро, появляются многочислен-



ные мелкие интрузии протерозойских основных и ультраосновных пород. С севера к восточной части синклинория примыкает крупный Соколозерский массив микроклиновых гранитов нижнего протерозоя.

Кукасозерско-Тикшозерский синклинорий начинается севернее восточного конца Панаярвского синклинория и в виде широкой дуги, обращенной выпуклостью на северо-восток, прослеживается на протяжении не менее 100 км от оз. Невгозеро (на западе) через оз. Кукас-Озеро — гора Иринья Варака — восточный берег оз. Тикше-Озеро и до оз. Верхнее Керетьское (район горы Хизовара) на востоке и юго-востоке. В средней части он достигает ширины 15 км. С севера и северо-востока этот синклинорий граничит с Беломорским блоком архея, контакт с которым на значительном своем протяжении, по-видимому, является тектоническим, местами залеченным гранитоидами нижнего протерозоя. На юге же он отделен от Панаярвского синклинория относительно узким антиклинальным поднятием, сложенным архейскими гнейсо-гранитами (частью гнейсами) и мигматизирующими их гранитами нижнего протерозоя. К западу это поднятие прерывается южным краем Соколозерского массива микроклиновых гранитов, обнажающихся в западном осевом поднятии Кукасозерско-Тикшозерского синклинория. На востоке и юго-востоке эта антиклиналь без четких границ (за исключением разделяющей их широкой зоны распространения основных и ультраосновных интрузий протерозоя) соединяется с Северо-Карельской антиклинорной зоной.

Кристаллизационная сланцеватость в гнейсах и гранитоидах этой антиклинали имеет дугообразно меняющееся простираие, параллельное направлению складчатости соседних синклинориев и преобладающее падение под углами 40—70° на юг и юго-восток в сторону Панаярвского синклинория. Лишь местами в непосредственной близости от Кукасозерской синклинали наблюдается обратное северное падение.

В пределах Кукасозерско-Тикшозерского синклинория выделяются две сложные по строению узкие синклинали: Кукасозерская и Ириногорская и разделяющая их узкая Центральная антиклиналь.

Кукасозерская синклинали шириной в 4 км относится к юго-западному крылу этого синклинория. Она прослеживается от оз. Невгозеро вдоль оз. Кукас-Озеро к восточному берегу оз. Тикше-Озеро (озер Б. и М. Кухто), откуда, возможно, продолжается в юго-восточном направлении под заболоченной равниной водораздела оз. Тикше-Озеро — оз. Кереть. Преобладающее развитие в пределах ее имеют нижнепротерозойские сильно метаморфизованные основные вулканиты, амфиболовые сланцы и частью кварциты. Эти породы в ядре синклинали (середина оз. Кукас-Озеро) сменяются доломитами, известняками и параамфиболитами. Резко несогласно в плане на складчатых нижнепротерозойских отложениях залегают полимиктовые конгломераты среднего протерозоя, встречающиеся в виде небольших реликтовых площадей на северном и южном берегах оз. Кукас-Озеро. Особенно хорошо это видно на северном берегу, где конгломераты перекрывают круто падающие на юг кварциты и подстилающие их амфиболовые сланцы.

Нижнепротерозойские отложения смяты здесь в сжатые, часто изоклинальные складки шириной в 0,5—1 км (и более мелкие) с падением крыльев под углами от 30 до 70°. Мелкие складки шириной в 100—200 м и вплоть до мелкой плейчатости особенно характерны для карбонатно-амфиболитовой толщи. В западной части Кукасозерской синкли-

нали складки опрокинуты на юг и юго-запад с крутым падением осевых плоскостей на север и северо-восток, тогда как на остальном его протяжении, на юго-восток от средней части оз. Кукас-Озеро, наблюдается преимущественное опрокидывание складок на северо-восток (рис. 107). От юго-восточного крыла на юго-восток отходят узкие крутые синклинали складки, глубоко вдающиеся в краевую.

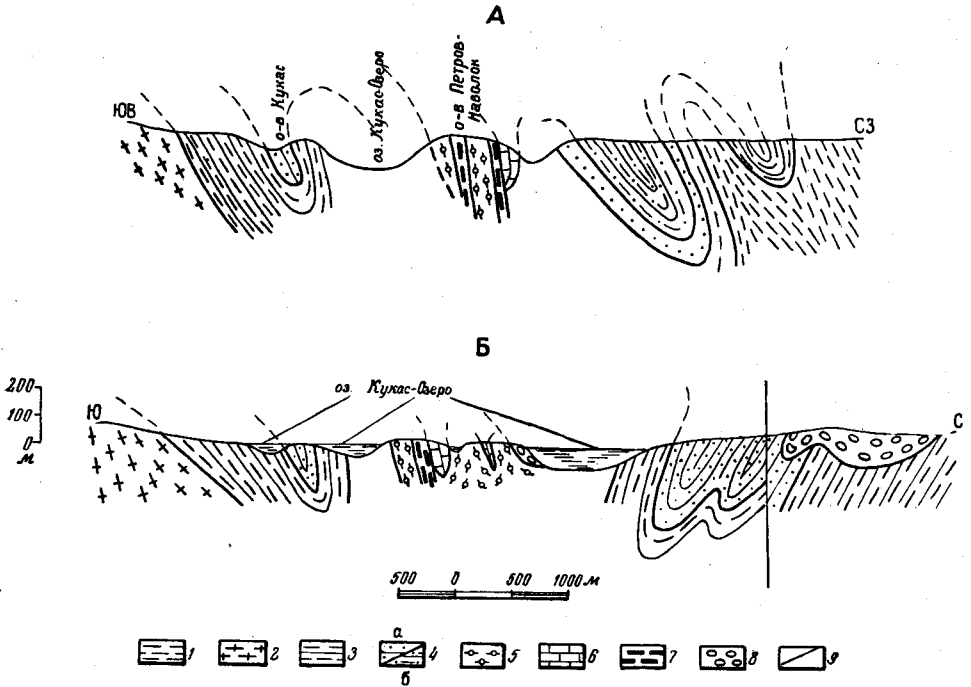


Рис. 107. Геологический профиль через Кукасозерскую синклинали (по К. О. Кратцу и Н. Ф. Демидову, 1953)

1 — биотитовые гнейсы (архейские); 2 — плагиомикроклиновые граниты и их мигматиты; 3 — амфиболовые, биотито-амфиболовые и биотитовые сланцы и частью метаморфизованные основные эффузивы; 4 — а) кварциты, б) биотито-эпидотовые кварциты; 5 — параамфиболиты; 6 — доломиты, переслаивающиеся с амфиболитами, гранато-амфиболовыми, биотито-кварцевыми и графитовыми сланцами; 7 — ортоамфиболиты; 8 — полимиктовые конгломераты; 9 — сброс

часть гнейсо-гранитного массива соседнего антиклинального поднятия.

В пределах Кукасозерской синклинали, в средней и восточной частях оз. Кукас-Озеро наблюдается выдержанное погружение осей мелких складок и линейной текстуры на запад под углами 25—30°.

Вдоль всей Кукасозерской синклинали проходит мощная осевая зона разломов, расчленяющих ее на узкие тектонические клинья. К этой зоне разломов приурочена серия интрузий метаморфизованных основных и ультраосновных пород, прослеживающихся четкообразно и местами кулисно от оз. Невгозеро на западе до оз. Сигового (восточнее оз. Тикше-Озеро) на юго-востоке (Кратц и Демидов, 1953 г.).

Движения вдоль этих разломов позднее захватили и указанные интрузивные тела, которые в краевых частях нередко рассечены зонами интенсивной милонитизации. На юге и частью на севере в Кукасозерской синклинали местами отчетливо устанавливаются краевые сбросы, по ко-

торым протерозойские толщи опущены относительно границащих с ними гнейсо-гранитов.

В западной части Кукаозерско-Тикшозерского синклинория устанавливаются поперечные сбросы северо-северо-западного направления (озера Кужи-Ярви и Ханкос), пересекающие центральную антиклиналь и, частью, Кукаозерскую синклиналь. К субмеридиональному разлому окрестностей оз. Ханкос приурочена мощная трещинная интрузия метаморфизованных ультраосновных пород.

Ириногорская синклинали, расположенная параллельно Кукаозерской синклинали в северо-восточном крыле Кукаозерско-Тикшозерского синклинория, сложена различными гнейсами, сланцами и дру-

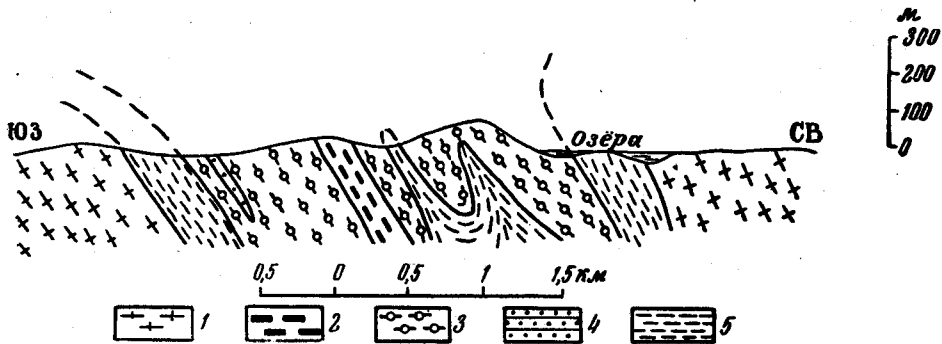


Рис. 108. Геологический профиль через синклиналиную структуру горы Ирinya Варака (по К. О. Кратцу, и Н. Ф. Демидову, 1953)

1 — плагио-микроклиновые граниты и их мигматиты; 2 — ортоамфиболиты; 3 — параамфиболиты; 4 — кварциты и кварцево-серицитовые сланцы; 5 — мелкозернистые биотитовые, биотито-амфиболовые, амфиболовые, двуслюдяные, ксанито-ставролитовые и другие гнейсы и сланцы

гими породами тикшозерской серии, среди которых подчиненную роль играют амфиболовые сланцы и амфиболиты. Строение данной синклинали осложнено глыбовыми антиклинальными поднятиями, в которых обнажаются древнейшие гнейсо-граниты архея, прорванные и мигматизированные протерозойскими гранитами.

В главной синклинали, проходящей от оз. Ирин-озеро через гору Ирinya Варака, протерозойские отложения характеризуются весьма изменчивым падением под углами от 10—15 (даже до 0°) до 40—60° на северо-восток и юго-запад. Более крутые углы падения в 50—60° наблюдаются в контактах с гнейсо-гранитными глыбами в средней и юго-восточной частях синклинали (западный конец оз. Челозеро, р. Винча, гора Винча-ваара).

На север от основной синклинали ответвляется вторая синклинали меридионального простирания, ограниченная с запада и востока архейскими гнейсами и гнейсо-гранитами, прорванными крупными межформационными интрузиями протерозойских микроклиновых гнейсо-гранитов. Гнейсы тикшозерской серии, выступающие в крыльях, и параамфиболиты, слагающие ядра синклиналей, смяты в ряд мелких складок, опрокинутых на запад с моноклинальным падением крыльев на восток под углами 55—70° (рис. 108).

В районе Ивановой горы наблюдается еще одна синклинали, сложенная нижнепротерозойскими гнейсами и отделенная гнейсо-гранитной глыбой горы Колва-ваара от расположенного западнее главного

поля протерозойских отложений. Гнейсы падают под углами 40—80°. Эта складка, простирающаяся на северо-запад, является резко дискордантной по отношению к структуре примыкающих к ней мигматизированных гнейсов беломорской серии, простирающихся здесь на северо-восток и падающих на северо-запад под углами 10—35°. Ириногорская синклиналь вдоль осевых разломов крупных синклинальных складок (горы Винча-ваара, Ирinya варака) прорвана межформационными и краевыми трещинными интрузиями кварцевых гнейсо-диоритов и микроклиновых гранитов. Вдоль северо-восточного края, параллельно юго-западному берегу оз. Нотозеро, по юго-западному краю, вдоль границы с центральной антиклиналью и в осевой части через оз. Васкиярви Ириногорская синклиналь пересекается протяженными продольными сбросами. В районе оз. Челозеро наблюдается крупный поперечный сброс, пересекающий всю эту структуру.

Узкая центральная антиклиналь, разделяющая Кукаозерскую и Ириногорскую синклинали, представляет собой зону вытянутых в направлении общего простираения гнейсо-гранитных глыб, которые в области наибольшего погружения шарнира антиклинали, севернее восточной половины оз. Кукас-Озеро, сменяются осадочными и вулканическими породами нижнего протерозоя. Эти глыбовые поднятия района оз. Кужи-Ярви, юго-восточного берега оз. Кукас-Озеро, Степановой губы оз. Тикше-Озеро сложены гнейсо-гранитами, частью амфиболитами архейского основания и мигматизирующими их микроклиновыми гранитами, реже массивами кварцевых диоритов нижнего протерозоя.

Кристаллизационная сланцеватость в породах этих глыб в целом залегает параллельно складчатым структурам в окружающих их протерозойских отложениях, что, по-видимому, следует объяснить вовлечением архейского основания в карельскую складчатость. Разломы, ограничивающие и пересекающие эти глыбы, уже отмечены выше.

В направлении воздымания осей складчатых структур на запад Кукаозерско-Тикшозерский синклинорий сменяется крупным Сокологерским массивом микроклиновых гранитов, залегающим здесь большей частью среди архейских образований. Юго-восточным продолжением рассматриваемого синклинория, по-видимому, является юго-восточный район Северо-Карельской синклинорной зоны (Волотовская, 1938 г.; Неуструев, 1939), видимая связь которого с вышеописанным центральным районом прерывается необнаженным, заболоченным Тикшозерско-Керетьским водоразделом.

Этот участок, охватывающий площадь распространения гнейсов, сланцев и амфиболитов тикшозерской серии (свита хизовара), по-видимому, представляет тектонический блок, зажатый среди кристаллических образований архея и несколько опущенный относительно последних. Породы, слагающие его, образуют замок крупной синклинали, на западе, к северу от оз. Матары — Ярви, постепенно переходящей в антиклиналь того же порядка (Волотовская, 1941). Вся эта складчатая структура погружается к юго-западу под углами 50—60°. В пределах описываемого участка простираение слоистости (наиболее четко выраженной в сланцевой толще) и совпадающей с ней сланцеватости плавно меняется от северо-западного в восточном крыле Хизоварской синклинали через широтное к северо-восточному в западном крыле и далее снова к северо-западу в антиклинали оз. Матары-Ярви. Падение пород всюду в южных румбах под углами 50—60° — реже 40—75°. Эта крупная складчатая структура осложнена более мелкими складками

шириной от десятков — сотен метров до 1—1,5 км, имеющими выдержанное юго-западное погружение (рис. 109). Нередко на плоскостях сланцеватости наблюдается отчетливая линейность, обусловленная субпараллельным расположением таблитчатых кристаллов кианита, линзовидных агрегатов биотита или амфибола и цепочек зерен граната. Как правило, она ориентирована параллельно линии падения плоскости сланцеватости.

Кроме крупных разломов, отделяющих Хизоварский блок от окружающих кристаллических образований архея, в пределах его известны сложные, субмеридиональные сбросы, вызывающие горизонтальное смещение пород в крыльях на десятки и сотни метров (Волотовская, 1941). Наиболее крупными из них является Тире-Ламбинский сброс, на дневной поверхности проявляющийся в виде ломаной линии общего

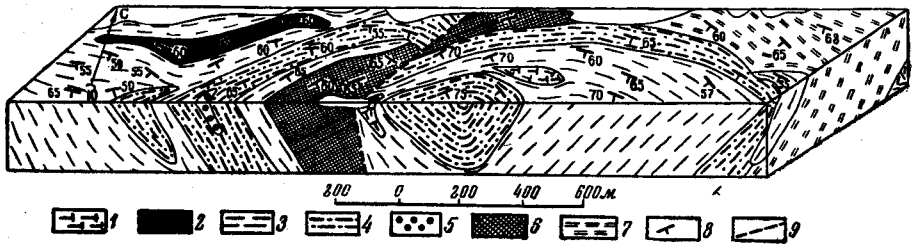


Рис. 109. Блок-диаграмма по Тире-Ламбинскому участку (свита хизовара по Н. А. Волотовской)

1 — гнейсы биотит-амфибол-гранат-кианитовые; 2 — гнейсы графитизированные биотит-гранат-кианитовые; 3 — гнейсы и сланцы мусковитовые, двуслюдяно-гранатовые; 4 — гнейсы биотитовые и биотит-гранатовые; 5 — гнейсы гранат-ставролитовые; 6 — амфиболиты порфиробластические; 7 — гнейсы биотит-амфиболовые; 8 — первичная слоистость и совпадающая с ней сланцеватость; 9 — линия сброса

субмеридионального направления. Вдоль этого нарушения в зоне шириной 100—150 м хорошо выражена вторичная сланцеватость, ориентированная вкрест простирания слоистости и совпадающей с ней первичной сланцеватости пород данного участка.

### Антиклинорные зоны

Структура антиклинорных зон карелид в современном эрозионном срезе характеризуется почти полным отсутствием покровных супракрупных образований. Из-за слабой изученности характеристика этих структур приводится лишь в общих чертах.

В пределах Восточно-Финляндской, Центрально-Карельской и Северо-Карельской антиклинорных зон господствующим распространением пользуются архейские гнейсо-граниты, прорывающие их нижнепротерозойские гранитоиды и мигматиты. Среди этих пород местами встречаются гнейсы, сланцы и местами основные породы большей частью сильно метаморфизованные и гранитизированные. Так как беломориды, в значительной степени реоморфизованные, принимали участие в протерозойской складчатости, внутренняя структура их в значительной степени преобразована и приспособлена к складчатым структурам окаймляющих синклинорных зон.

В пределах Восточно-Финляндского и Центрально-Карельского антиклинориев для указанных выше пород характерно общее северо-западное простирание кристаллизационной сланцеватости и крутое паде-

40\*

ние (50—80°). На участках широкого развития древнейших образований залегание пород более сложное, возможно частично отражающее особенности первичных архейских структур. Так, например, в юго-восточной части Центрально-Карельского антиклинория, восточнее Онежского озера древнейшие гнейсо-граниты имеют изменчивое простирание (северо-западное и северо-восточное) и крутое падение (70—80°) как на запад, так и на восток. В той же зоне, к востоку от озер Сег-Озеро — Руг-Озеро, общее северо-западное простирание при преобладающем падении на северо-восток под углами 60—80° местами сменяется субширотным или меридиональным.

Северная часть Центрально-Карельского антиклинория характеризуется наличием многочисленных интрузий протерозойских гранитов и более выдержанным северо-западным простиранием гнейсовых текстур с падением их на северо-восток и юго-запад под соседние синклиновые зоны. Частично на гранитоидах Центрально-Карельского антиклинория залегают наложенные структуры среднего протерозоя (восточный край Онежской мульды, мелкие синклинали к востоку от оз. Сег-Озеро). На восточном берегу Онежского озера этот антиклинорий рассечен крутопадающими разломами северо-восточного и широтного простирания и пологими трещинами северо-западного и меридионального направления, заполненными интрузиями габбро-диабазов верхнего протерозоя.

В пределах заходящей на территорию Карелии небольшой части Восточно-Финляндского антиклинория развиты главным образом гнейсо-граниты, относимые к архею. Кристаллизационная сланцеватость этих пород имеет северо-западное, реже северо-восточное простирание и выдержанное западное падение под различными углами, преимущественно крутыми. Здесь протерозойские граниты образуют лишь мелкие разрозненные интрузивные тела, окруженные небольшими зонами мигматитов. Местами выделяются мелкие площади сильно измененных гнейсов<sup>1</sup>. К западу и северо-западу от оз. Суо-Ярви в пределах этого антиклинория отмечаются небольшие наложенные синклинали, сложенные среднепротерозойскими кварцито-песчаниками.

Северо-Карельский антиклинорий отличается от других антиклинорийных зон общим субширотным направлением структурных элементов. В восточной части его, к востоку от оз. Топ-Озеро, наряду с преобладающими гранитоидами, заметное площадное развитие имеют гнейсы и амфиболиты беломорской серии архея. Эти породы слагают крупную структуру северо-восточного простирания, в ядре которой вскрываются мигматиты микроклиновых гранитов (Волотовская, 1939 г.) Падение гнейсов меняется от 25 до 70—80°.

В северной и западной частях преобладают архейские гнейсо-граниты с небольшими реликтами гнейсов, нередко мигматизированных микроклиновыми гранитами. Они характеризуются общим широтным простиранием с крутыми падениями (60—70°) на север и юг. Западнее озер Топ-Озеро и Пя-Озеро эти породы прорываются крупным Таваярвинским массивом ранних гранитоидов нижнего протерозоя и более поздними гранитными интрузиями типа Нуорунен-Корманка.

Дизъюнктивные нарушения различного возраста, имевшие место на площади распространения докембрия Карелии в постпротерозой-

<sup>1</sup> Е. М. Михайлюк (1958) в этой зоне к северу от оз. М. Янис-Ярви выделяются новые площади гнейсов и сланцев, образующих синклиналильные структуры, опрокинутые на восток (см. геологическую карту и тект. схему).

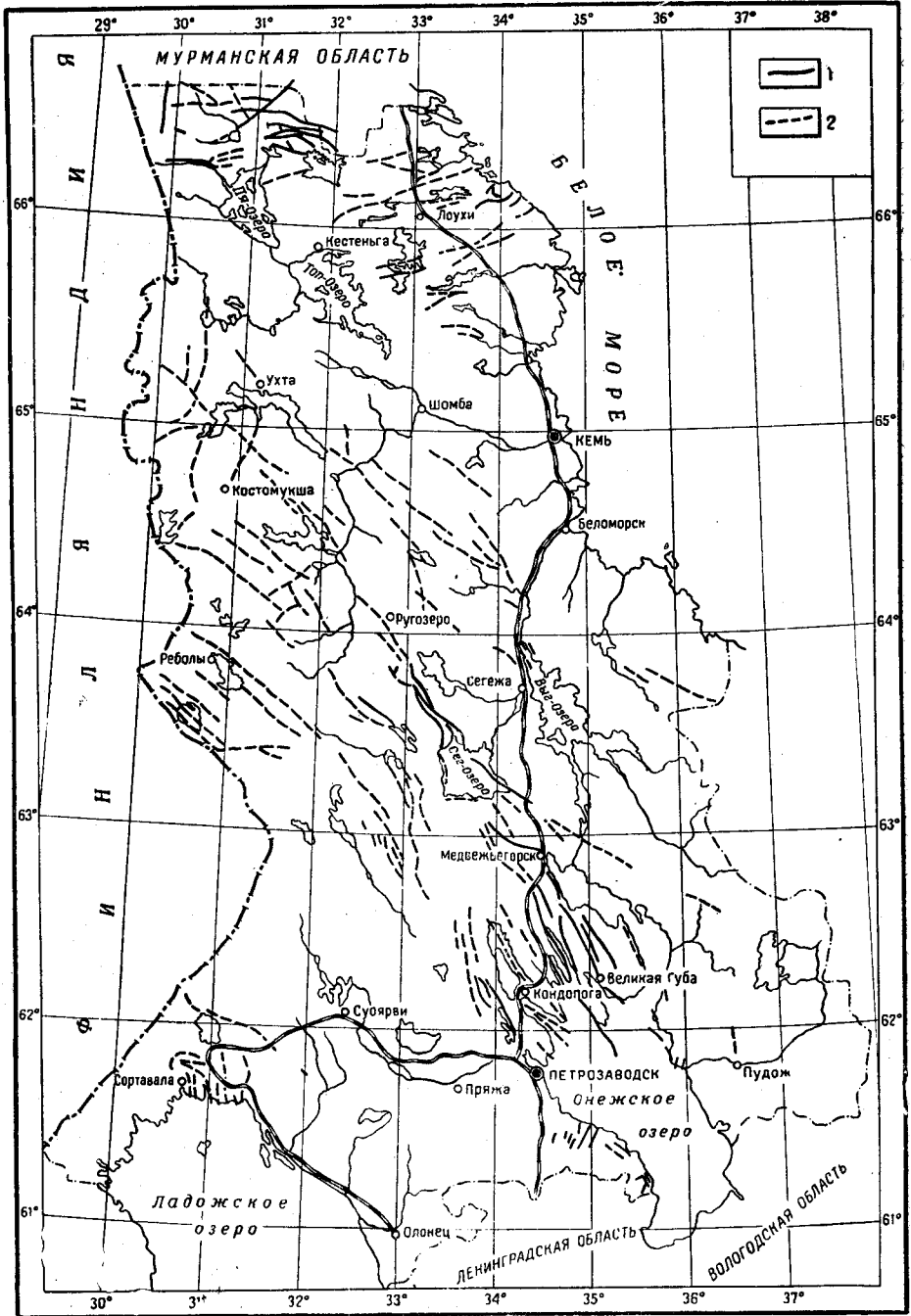


Рис. 110. Схема разрывных тектонических нарушений Карелии (по Г. С. Бискэ, 1957). Линии разломов, установленные по геологическим данным (1), по геоморфологическим данным (2)

ское время, пока изучены крайне слабо. Первая попытка обобщения имеющегося по ним геологического и геоморфологического материала была сделана Г. С. Биске в 1957 г. (рис. 110). Многие из нарушений отчетливо выражены в современном рельефе Карелии. Наиболее многочисленны разломы и расколы северо-западного простирания, параллельные главным структурным элементам. Эти разломы пересекаются нарушениями северо-восточного направления, тем самым создавая узор блоковой структуры данной части Балтийского щита. С главными разрывными нарушениями во многих случаях совпадают границы крупных современных орографических районов Карелии. Отмеченные особенности возможно объясняются оживлением древних тектонических направлений в последокембрийское время.

### Район южной окраины Балтийского щита

Южная окраина Карелии в геоструктурном отношении представляет собой краевую часть области развития на Русской платформе палеозойского осадочного чехла. Особенности тектонического строения этой территории определяются прежде всего структурой погребенного склона Балтийского щита, а именно: пологим (под углом в несколько минут) погружением его к югу и юго-востоку (на Ладожско-Онежском перешейке это погружение, установленное по скважинам, составляет около 6 м на 1 км, к востоку от Онежского озера — около 4 м на 1 км). Соответственно наблюдается последовательная смена древних пород более молодыми и близкое к широтному или северо-восточное простирание отдельных толщ, местами осложненное и нарушенное эрозионным размывом дочетвертичной поверхности.

На протяжении палеозойской эры многократно повторялись положительного и отрицательного знака движения отдельных участков кристаллического фундамента. На это указывает наблюдающееся на территории Карелии и прилегающей к ней с юга площади резкое изменение мощности осадочной толщи от 50 до 250 м (в понижениях древнего рельефа), а также наличие региональных стратиграфических несогласий, которые устанавливаются в основании серии палеозойских пород: девона, визейского яруса нижнего карбона и среднего карбона, с выделением из разреза отложений среднего и верхнего кембрия, ордовика, силура, нижнего и среднего девона и нижней половины среднего отдела карбона.



Систематические геоморфологические исследования Карелии начались с конца сороковых годов текущего столетия. До этого времени в процессе геологических работ собирался материал лишь по морфологии и генезису отдельных форм рельефа. К наиболее ранним работам такого рода можно отнести исследования П. А. Кропоткина (1876) по восточной части Балтийского щита и А. А. Иностранцева (1871, 1877) непосредственно по территории Карелии. В ряде последующих работ, как и эти, имеющих косвенное отношение к геоморфологии, содержатся в основном морфометрические характеристики преимущественно аккумулятивных форм рельефа.

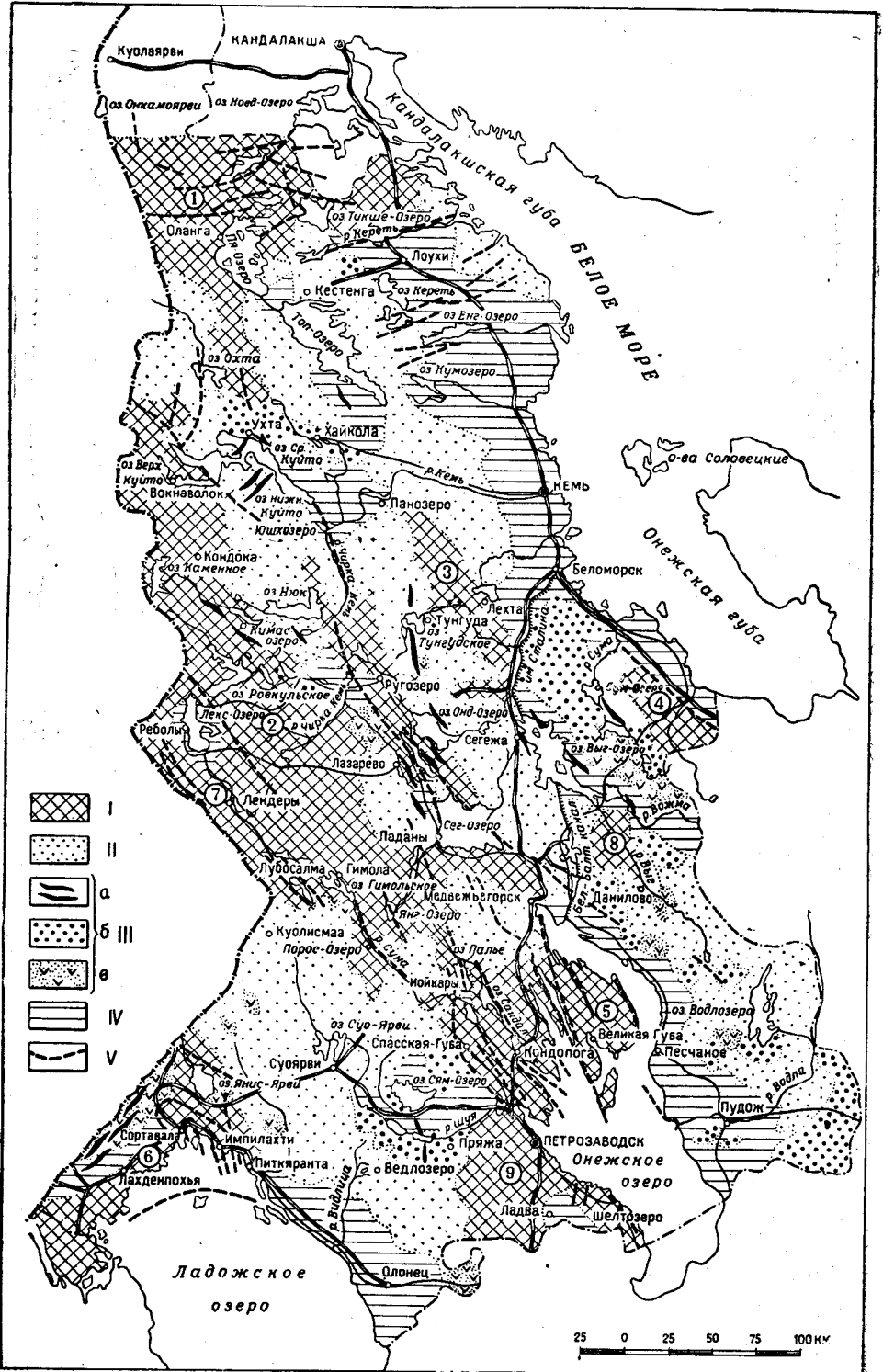
В связи с картированием четвертичных отложений, с тридцатых годов пополняются и геоморфологические сведения о территории Карелии; появляются первые работы, посвященные геоморфологическому описанию отдельных районов и отдельных форм рельефа; однако специальные геоморфологические исследования еще не ставились.

Геоморфологический материал, собранный в процессе геологосъемочных, поисковых и инженерно-геологических исследований (особенно данные, полученные в результате съемок для составления международной карты четвертичных отложений Европы, масштаба 1 : 500 000), позволил Б. Ф. Землякову (1936) составить сводку по четвертичной геологии Карелии, в которой дана геоморфологическая характеристика территории в целом.

Следующая обобщающая характеристика приводится в коллективной работе «Геоморфологическое районирование СССР», (1947), где Карелия выделена в виде отдельной провинции, характеризующейся преобладающим денудационным рельефом, в пределах которой В. В. Шарковым описано пять геоморфологических районов.

В 1945—1946 гг. Северо-Западным геологическим управлением и Всесоюзным геологическим институтом, наряду с картами четвертичных отложений южных районов Карелии, были составлены и геоморфологические карты. С этого же времени в процессе комплексного геологического картирования западной, северо-западной и других частей Карелии Северо-Западным геологическим управлением, попутно со съемкой четвертичных отложений, давались и геоморфологические характеристики районов, хотя специальные геоморфологические карты по-прежнему не составлялись. Первое обобщение этих геоморфологических данных для центральной части Западной Карелии было дано Н. И. Апухтиным (1953).

С 1948 г. Карельским филиалом АН СССР и с 1949 г. другими организациями были начаты систематические геоморфологические съемки. В 1957 г. Карельским филиалом АН закончена первая геоморфологическая карта Карельской АССР в масштабе 1 : 500 000 и состав-



лено описание геоморфологических особенностей этой территории (Бискэ, 1959).

В геоморфологическом отношении территория Карелии представляет собою единую геоструктурную единицу, которая К. К. Марковым (1947) отнесена к разновидности горного или построенного рельефа, возникшего в условиях интенсивных горообразовательных процессов и поднятий земной коры. Однако в пределах этой единой геоструктурной области мы встречаемся с большим разнообразием различных генетических типов рельефа, отличающихся своеобразными, только им присущими морфологическими особенностями и занимающими определенные в территориальном отношении участки (рис. 111).

Морфологические особенности рельефа, обусловленные историей его формирования, позволяют выделить в пределах Карелии следующие геоморфологические районы, каждый из которых характеризуется преимущественным развитием форм, определяющих специфику рельефа данного района:

I. Районы развития денудационно-тектонического грядового и грядово-холмистого рельефа, образовавшегося на докембрийском кристаллическом фундаменте.

II. Районы развития ледниковых моренных равнин, нивелирующих денудационную поверхность древнейших гнейсов и гнейсо-гранитов.

III. Районы развития аккумулятивного водно-ледникового холмисто-грядового рельефа и песчаных волнистых равнин.

IV. Районы развития морских и озерных равнин.

В каждом из перечисленных районов, кроме основных форм, определяющих характер рельефа, наблюдаются и формы, отличные по генезису и составу слагающих их пород. Так, в районе развития грядового денудационно-тектонического рельефа нередко встречаются ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивные формы, ровная поверхность моренных и озерных или морских равнин нарушается грядами и холмами, сложенными докембрийскими породами и во всех геоморфологических районах развиты такие широко распространенные формы, как заболоченные равнины, озы, озерные пляжи и т. п.

Учитывая, что морфологические черты рельефа определяются главным образом его генезисом, геоморфологические особенности Карелии будут рассмотрены на основе морфолого-генетического и территориального принципов.

### Районы развития денудационно-тектонического грядового и грядово-холмистого рельефа

Формы денудационно-тектонического рельефа, будучи сложены изверженными и метаморфическими породами докембрия, морфологически и морфометрически оказываются неодинаковы на различных уча-

Рис. 111. Схематическая геоморфологическая карта Карельской АССР (по Г. С. Бискэ, 1959)

I—денудационно-тектонический грядовый и грядово-холмистый рельеф на докембрийском кристаллическом фундаменте: низогорный, грядово-холмистый рельеф северных районов Карелии (1), грядовый рельеф Западно-Карельской возвышенности (2), района Тунгуда-Лехта (3) и Ветреного пояса (4), сельговый рельеф Заонежья (5) и Северного Приладожья (6), денудационные равнины Западной Карелии (7) и Юго-Восточной Карелии (8), плато юго-восточной части Онежско-Ладжского перешейка (9). II—Ледниковые моренные равнины, нивелирующие денудационную поверхность древнейших гнейсов и гнейсо-гранитов. III—аккумулятивный водно-ледниковый холмисто-грядовый и равнинный рельеф: а) озы, б) камы, в) песчаные волнистые равнины. IV—аккумулятивные и абразионные озерные и морские равнины. V—линии главнейших тектонических разломов.

стках. Так, в областях складчатых образований нижнего и среднего протерозоя (карельских) развит преимущественно грядовый и грядово-холмистый рельеф (Северная Карелия, район Западно-Карельской возвышенности и Ветреного пояса, Заонежье, Северное Приладожье), для областей, сложенных архейскими гранитами и гнейсо-гранитами, характерно развитие холмистого рельефа и денудационных равнин (нередко погребенных под моренными равнинами), площади развития слабо нарушенных иотнийских отложений на Онежско-Ладожском перешейке представляют собой плато и т. д.

Грядовый и грядово-холмистый рельеф также отличаются друг от друга, что обусловлено характером складчатых геологических структур, проявлением разрывных нарушений и особенностями процессов избирательной денудации, направлением и степенью воздействия которой определялись геологическим строением каждого данного участка развития протерозойских образований. Так, отчетливо различаются: 1) низкогорный грядово-холмистый рельеф северных районов Карелии; 2) грядовый рельеф Западно-Карельской возвышенности, района Тунгуда-Лехта и Ветреного пояса и 3) сельговый рельеф Заонежья и Северного Приладожья (см. рис. 111).

Северные районы Карелии, геологическое строение которых определяется развитием здесь Северо-Карельской синклинойной зоны, являются самой возвышенной частью республики: средние абсолютные отметки колеблются в пределах от 250 до 300 м, а остальные возвышенности достигают 500—550 м над уровнем моря. Характерной особенностью этих районов является резкая расчлененность рельефа: неширокие понижения сменяются высокими куполообразными возвышенностями с крутыми, почти отвесными склонами, все основные элементы рельефа вытянуты в широтном направлении. Встречающиеся наряду с денудационно-тектоническими, более молодые аккумулятивные формы (например, озы, камы, озерные равнины) приурочены к понижениям поверхности докембрийского фундамента.

Несмотря на сравнительно небольшую приподнятость над уровнем моря, колебания относительных высот позволяют отнести этот участок развития денудационно-тектонических форм к категории низкогорного рельефа.

В формировании этого участка главное значение имели процессы тектоники, особенно разрывные нарушения, о чем свидетельствует линейно вытянутый характер отрицательных форм рельефа (котловин озер, долин рек и др.) соответственно господствующей ориентировке тектонических разломов данного района. Наряду с этим значительную роль играли процессы избирательной денудации, отпрепарировавшей отдельные массивы магматических пород возвышающиеся в настоящее время над выровненной поверхностью более древних образований, обрамляющих зону карелид.

Грядовый рельеф Западно-Карельской возвышенности и района Тунгуда-Лехта развит в пределах Западно-Карельской и Восточно-Карельской синклинойных зон карелид.

Наиболее сложным рельефом характеризуется район Западно-Карельской возвышенности, представляющей собой восточные отроги хр. Маансельке. Преобладающие абсолютные высоты достигают здесь 180—300 м.

В центральной части Западно-Карельской возвышенности выделяются три цепи гряд: западная, центральная и восточная. Западная

цепь наименее четко выражена в рельефе, только ее южная часть, где она смыкается с центральной, имеет вид цепи гряд, остальные же участки представляют собой широкую полосу отдельных куполовидных возвышенностей. Центральная цепь сначала выражена в виде одной прерывистой гряды, тянущейся от верховьев р. Чирка-Кемь до оз. Кураньярви. В районе озер Масл-Озеро и Селецкого эта цепь расширяется и представлена несколькими, параллельными друг другу грядами и в меньшей степени — отдельными куполовидными холмами. На стыке с западной цепью, в районе оз. Янг-Озеро, рельеф характеризуется чередованием высоких гряд, имеющих крутые, нередко отвесные склоны, с узкими понижениями. Восточная цепь самая узкая, но прекрасно выражена в рельефе благодаря тому, что ограничена с северо-востока и юго-запада более ровными участками поверхности. Характер рельефа ее чрезвычайно напоминает рельеф центральной цепи: тоже узкие, только менее высокие гряды чередуются с узкими же глубокими понижениями.

Все формы рельефа в пределах развития гряд вытянуты в направлении преобладающих геологических структур, преимущественно с северо-запада на юго-восток.

Участки Западно-Карельской возвышенности, примыкающие к трем описанным цепям гряд, и район Тунгуда-Лехта характеризуются более спокойным рельефом, наибольшая расчлененность которого наблюдается на участках развития протерозойских складчатых структур, а наименьшая — близ границ этих образований.

Рельеф Западно-Карельской возвышенности сформировался под длительным воздействием процессов выветривания на сложное в структурном отношении складчатое основание древних кристаллических пород, в результате чего отпрепарировались устойчивые по отношению к выветриванию породы (например, кварциты), которые в настоящее время слагают гряды: менее стойкие породы разрушились, были вынесены и на их месте образовались понижения. Зависимость характера рельефа от основных геологических структур сказывается в совпадении ориентировки форм с простираемостью этих структур. Продольные разломы с вертикальным перемещением отдельных глыб относительно друг друга усилили грядовой (линейный) облик рельефа, а поперечные разломы разбили гряды и обусловили образование холмов, располагающихся в виде цепей.

Грядовой рельеф района Ветреного пояса сформировался на породах Восточно-Карельской синклинойной зоны карелид. На территорию Карелии заходит лишь небольшая часть Ветреного пояса, располагающегося в основном в Архангельской области. Абсолютные отметки этой части местами превышают 200 м, но несмотря на сравнительно небольшие абсолютные высоты, Ветренный пояс имеет вид горного кряжа, вытянутого в северо-западном направлении. Северо-восточный склон его почти отвесный, юго-западный — более пологий и лишь на отдельных участках достигает 20—35°. Возвышенность Ветренный пояс представляет собой комплекс гряд, сложенных преимущественно основными, частью ультраосновными породами (например, диабазами и габбро-диабазами, пикритами) протерозойского возраста. Образование возвышенности связано как с процессами избирательной денудации, отпрепарировавшей эти твердые горные породы, так, возможно, и с тектоникой на что указывает несомненно сбросовый характер северо-восточного ее склона.

Сельговый рельеф Заонежья и Северного Приладожья также сформировался в пределах Западно-Карельской и Восточно-Финляндской зон складчатых структур. Характерной чертой этого рельефа является частое чередование длинных и узких гряд, разделенных узкими и глубокими понижениями. Наблюдается четко выраженная ориентировка всех форм рельефа с северо-запада на юго-восток, совпадающая с направлением простираня основных складчатых и разрывных структур.

Воздействие избирательного выветривания и ледниковой экзарации на разбитое разломами, сложноскладчатое, неоднородное по литологическому составу основание, привело к оформлению очень запутанной береговой линии в районе Заонежья и Северного Приладожья, с большим количеством заливов, губ и островов типа шхер.

Узкие вытянутые озера (М. Янис-Ярви, Путкозеро, Космозеро и др.) и фиордообразные заливы и губы Ладожского и Онежского озера (Импилаhti, Кирьявалахи, Уницкая, Чорга) несомненно связаны с тектоническими разломами, определившими и конфигурацию берегов этих крупных бассейнов. Рельеф Заонежья и Северного Приладожья можно рассматривать как сложную систему горстов и грабенов, подвергшихся в четвертичный период экзарационной обработке. Выходы докембрийских образований были сглажены до степени бараньих лбов и курчавых скал, несущих нередко ледниковую штриховку.

Аккумулятивные формы встречаются только в понижениях денудационно-тектонической поверхности и представлены главным образом озерными равнинами, слагающими сравнительно небольшие площади. Ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивные формы обычно размыты; озы нередко прослеживаются лишь в виде полос флювиогляциального материала.

Если зоны развития сложноскладчатых пород протерозоя характеризуются преимущественным развитием грядового рельефа и в меньшей степени — грядово-холмистого, то площади, сложенные сравнительно однородными архейскими образованиями, отличаются более спокойным, преимущественно равнинным обликом поверхности. Это — денудационные равнины, достигающие значительного распространения в Западной и Центральной Карелии. Чаще всего они перекрыты плащом морены или морских и озерных отложений, скрывающих очертания этой первичной поверхности (например, Карельское побережье Белого моря, участок между Пя-Озером и озерами Куйто). Широко развиты также ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивные формы: моренные холмы, озы, камы и др. Значительная часть поверхности денудационных равнин покрыта болотными массивами.

По мере приближения к зонам развития грядового рельефа равнинность поверхности архейских пород нарушается, и денудационные равнины сменяются холмистым рельефом (к западу от Лекс-Озеро, к северо-востоку от г. Сортавала и в ряде других мест).

Грядово-холмистый и холмистый рельеф сформировался на участках близ контактов гнейсов и гранито-гнейсов архея со сложными комплексами протерозойских образований, представляющих благоприятные условия для проявления разрывных тектонических нарушений и избирательной денудации. Неровности рельефа, наблюдающиеся в пределах денудационных равнин, могут представлять собою также насаженные аккумулятивные формы или отпрепарированные крупные участки литологически более устойчивых пород.

Площадь развития иотнийских кварцито-песчаников в юго-восточной части Онежско-Ладожского перешейка морфологически выражена в виде плоского плато с крутыми западным и северо-западным склонами и ступенями, опускающимся к Онежскому озеру восточным склоном. Поверхность плато — пологорасчлененная с незначительными колебаниями относительных высот, главным образом за счет развития водно-ледникового камового ландшафта (район озер Машозеро и Лососино). Южная половина восточной окраины плато через Ивинскую котловину переходит в так называемую Шокшинскую гряду (около 200 м над уровнем моря). Последняя представляет собой ряд отдельных куполовидных возвышенностей, уступами спускающихся к Онежскому озеру и расположенных кулисообразно по отношению к его береговой линии.

Морфологические особенности плато определяются общей весьма пологой структурой слагающих его иотнийских кварцито-песчаников. Восточная граница плато выражена в рельефе в виде крутых уступов, обусловлена сбросовыми перемещениями с амплитудой до 50—60 м. По всей вероятности, такая же тектоническая граница отделяет плато от расположенной западнее Олонецкой равнины (Кратц, 1950). Возвышенности, слагающие Шокшинскую гряду, представляют собой отпрепарированные эрозией интрузии диабазов.

#### Районы развития ледниковых моренных равнин

Моренные равнины, являющиеся наиболее распространенной формой ледниковой аккумуляции в Карелии, наблюдаются преимущественно в районах денудированной поверхности архейских пород. Слабая волнистость моренных равнин может быть обусловлена и неравномерным распределением ледниковых образований, и неровностью поверхности подстилающих пород, облекаемых плащом морены.

Скопления морены обычно образуют холмы, повсеместное развитие которых создает характерные для Карелии холмисто-моренные ландшафты. Такие ландшафты могут наблюдаться в пределах развития моренных равнин (к северу от г. Медвежьегорска, южнее тракта Кочкома — Ругозеро) или встречаются в комплексе с водно-ледниковыми аккумулятивными формами: камами и озами (оз. Лососино, Водлозеро<sup>1</sup>).

Холмы достигают высоты 30—50 м, над окружающей местностью, отличаются весьма разнообразной формой (от округлой до грядообразной) и разделяются котловинами, заполненными водами озер или заболоченными.

Своеобразной формой аккумуляции морены являются друмлины, скопления которых отмечены в окрестностях озер Выг-Озеро и Сег-Озеро (Земляков, 1936) и к северо-западу от оз. Челозеро (Апухтин, 1953).

<sup>1</sup> В последние годы на территории Карелии появилось много новых искусственных разрезов, вскрывающих толщу четвертичных отложений на значительную глубину. Благодаря этим разрезам удалось установить, что многие формы, относимые ранее к моренным холмам, в действительности являются камами, перекрытыми моренным чехлом (например, некоторые формы, развитые на Онежско-Ладожском перешейке и в районе оз. Суо-Ярви).

## Районы развития аккумулятивного водно-ледникового холмисто-грядового рельефа и песчаных волнистых равнин

Водно-ледниковый аккумулятивный рельеф — волнистые равнины, озы, камы и промежуточные между ними формы — развит преимущественно в понижениях поверхности докембрийского фундамента, характер которого определяет и размеры занимаемых ими площадей. Так, в областях грядового рельефа протерозойских складчатых структур водно-ледниковые формы встречаются сравнительно редко, участки их развития невелики и вытянуты в направлении основных геологических структур; преимущественным распространением здесь пользуются озы; камы и другие формы встречаются реже. В районах же относительно слабо расчлененной поверхности архейских пород, кварцито-песчаников иотния и палеозойских осадочных образований крайней юго-восточной части территории водно-ледниковые аккумулятивные формы занимают значительные площади, слагая целые массивы, и конфигурация их уже не столько определяется подстилающей поверхностью этих, более древних пород, сколько условиями таяния ледника.

Значительные по площади районы развития водно-ледниковых аккумулятивных форм отмечены в Карелии в следующих местах: севернее оз. Ср. Куйто, между оз. Выг-Озеро и Белым морем, к северо-востоку от Повенецкого залива Онежского озера, к северо-западу от Ладожского озера, на Онежско-Ладожском перешейке и в крайней юго-восточной части республики. Отдельные, более мелкие участки развития этих форм наблюдаются севернее оз. Пя-Озеро, у оз. Ельть-Озеро, к северу и югу от тракта Реболы—Кочкома, у г. Медвежьегорска и в ряде других мест.

В пределах перечисленных районов преимущественным развитием пользуются камы и, в меньшей степени, холмисто-грядовый рельеф и песчаные волнистые равнины. Озы встречаются как в этих районах, так и вне их в виде одиночных, иногда двоянных или даже строенных гряд.

Севернее озер Куйто водно-ледниковые аккумулятивные образования тянутся полосой, от оз. Охтан-Ярви до оз. Гайкольского в направлении с запад-северо-запада на восток-юго-восток и далее с севера на юг до с. Юшкозеро. Характер форм на различных участках этой полосы неодинаков. Камы, расположенные севернее оз. Среднее Куйто, образуют сложные комплексы крутосклонных холмов, достигающих высоты в 20—30 м, часть которых покрыта моренным чехлом. Значительного развития достигают плоские, невысокие песчаные холмы, разделенные широкими понижениями, и небольшие размытые озы (высотой до 1 м, шириной 1—1,5 м) с плоскими вершинами. Поверхность камов и озов часто покрыта слоем валунов. Вдоль тракта Ухта—Кемь, помимо плосковершинных холмов и гряд, часто наблюдаются слегка волнистые песчаные равнины. Южная часть полосы куйтозерских камов отличается развитием высоких, крутосклонных холмов, покрытых мореной с большим количеством валунов на поверхности.

Водно-ледниковые аккумулятивные формы между оз. Выг-Озеро и Белым морем окружают возвышенность Ветренный пояс и продолжаются в Архангельскую область. Преимущественным развитием здесь пользуются камы и озы, особенно четко выраженные в районе оз. Сум-озеро. Камы, как правило, плосковершинные, но очень крутосклонные, озы короткие (до 5 км), невысокие (15—20 м), с крутыми склонами (30—32°) и узкими вершинами (0,5—1,5 м). Ориентировка озов самая



разнообразная. Ближе к оз. Пул-Озеро, наряду с камами, встречаются песчаные плато, а южнее его преобладает холмисто-грядовый рельеф.

Характерной чертой площади развития водно-ледниковых аккумулятивных форм к северо-востоку от Повенецкого залива является почти полное отсутствие озовых гряд. Среди камов здесь часто наблюдаются моренные холмы или камы с моренным чехлом, достигающие высоты в 50—70 м при крутизне склонов до 40—50°. Особенно многочисленны такого рода холмы в районе оз. Кожозеро.

Район развития водно-ледниковых аккумулятивных форм к северо-западу от Ладожского озера отличается тем, что его образование связано с процессами формирования краевого комплекса Сальпауссельке I, протягивающегося сюда из Финляндии. В карельской части этот комплекс представлен озами, моренными холмами, моренными и песчано-гравийно-галечными грядами, песчаными плато и равнинами. Все эти формы протягиваются полосой с юго-запада на северо-восток (от границы с Ленинградской областью до оз. М. Янис-Ярви), причем, юго-восточная сторона полосы характеризуется преимущественным развитием песчаных равнин (по-видимому, озерного или озерно-ледникового генезиса), которые по направлению к северо-западу сменяются комплексом холмов и гряд.

Особенности строения и характер отложений, слагающих краевой комплекс Сальпауссельке I, неоднократно освещались в литературе (Weeck, Sederholm, Berghell, Leiviskä, Sauramo, Tanner, Нуурра и др.). Большинство исследователей пришло к выводу, что гряда Сальпауссельке I является образованием, отмечающим остановку и осцилляцию края ледника. Если по форме она несколько напоминает дельту, то по внутреннему строению и способу образования не является таковой. В целом это чрезвычайно сложное образование, возникшее в результате последовательного воздействия самого ледника, ледниковых потоков и вод приледникового бассейна.

Кроме Сальпауссельке I, в Финляндии отмечены еще две конечные морены (Сальпауссельке II и III), расположенные севернее.

Некоторые аккумулятивные формы Центральной Карелии описывались рядом исследователей как продолжение краевых образований Сальпауссельке I и II (Иностранцев, 1871, 1872, 1877; Земляков, 1936, Rosberg, 1892, 1897—1899; Ramsay, 1891; Дементьев, 1934; Покровская, 1936 и др.). Более поздними исследованиями было установлено, что Сальпауссельке на территорию Карелии не заходят, и встреченные здесь площади аккумулятивных образований хотя и могут быть сходными с этими краевыми формами по генезису, но не являются их продолжением, а представляют собой самостоятельные комплексы, время формирования которых может и не совпадать с временем отложения финских конечных морен Сальпауссельке (Покровская и Шарков, 1951; Апухтин, 1953; Бискэ, 1953, 1959).

Водно-ледниковые аккумулятивные формы Онежско-Ладожского перешейка сосредоточены, в основном, к северо-востоку от г. Питкяранта, у оз. Сям-Озеро, между озерами Ведлозеро и Святозеро, у оз. Долгое, в районе озер Лососино и Маш-Озеро и в районе озер Вятчельского и Вохт-Озеро. Сямозерский, ведлозерский и лососинский участки аналогичны по характеру слагающих их форм и отличаются преобладающим развитием камов (преимущественно с моренным чехлом), наличием озов (нередко значительной длины) и почти полным отсутствием волнистых равнин.

Вохтозерский участок, расположенный к северу от собственно Онежско-Ладожского перешейка, характеризуется специфическими особенностями. Прежде всего, здесь (вероятно, вследствие большой неровности поверхности подстилающих пород) камы не слагают таких обширных сплошных площадей, как в случае трех вышеописанных участков, а встречаются в виде отдельных сравнительно небольших пятен. Кроме того, здесь широко развиты озы. Длинная цепь местами прерывающихся озов тянется от оз. Линдозеро к оз. Сям-Озеро и дальше на юг. По обеим сторонам этой цепи наблюдается масса коротких озовых гряд, иногда имеющихся в плане серповидную форму. Камы, как правило, имеют моренный чехол, очень высокие, с крутыми, часто террасированными склонами.

На участках у оз. Долгое и Питкярантском преобладают холмисто-грядовый рельеф и волнистые равнины.

В юго-восточной части Карелии основной формой водно-ледниковой аккумуляции также являются камы, имеющие за некоторыми исключениями вид невысоких расплывчатых холмов с плоскими вершинами и слегка террасированными склонами. Камы слагают здесь отдельные массивы, заметно возвышающиеся над окружающими озерно-ледниковыми или моренными равнинами. Нередки камы с моренным чехлом (к югу от оз. Водлозеро) и сравнительно длинные озовые гряды.

Вопрос генезиса водно-ледниковых аккумулятивных форм до настоящего времени является дискуссионным, особенно это касается формирования озов. Большинство исследователей считают озы, камы и другие формы водно-ледниковой аккумуляции результатом отложения перемытой морены в трещинах и углублениях тела ледника (Philipp, 1912, 1917; Leiviskä, 1920, 1929; Tanner, 1930; Flint, 1928, 1929/1930, 1947; Соколов, 1934; Марков, 1931; Покровская, 1943; Бискэ, 1956, 1959 и др.). В зависимости от положения этого углубления (под ледником, внутри его или на леднике), его формы (линейно вытянутой или округлой) и состояния заполняющих его талых вод (текущее или стоячее) скопляющиеся в нем перемытые осадки приобретают соответствующий характер и, после стаивания льда, слагают различные виды водно-ледниковых аккумулятивных форм.

Озы, в частности, по мнению большей части исследователей, являются результатом заполнения осадками подледниковых каналов (Strandmark, 1885; Nansen, 1891; De-Geer, 1897; Н. Каульбарс, 1901; Chamberlain, 1891; Sederholm, 1911; Gregory, 1912 и др.), а камы — внутриледниковых озер (Марков, 1931; Покровская 1934; Яковлев, 1926) или устьев и местных расширений каналов и трещин (Давыдова и Москвитин, 1935).

Необходимым условием для образования озов и камов считается неподвижное (мертвое) состояние ледника (Когн, 1908; Tanner, 1930, Flint, 1928, 1929, 1930; Соколов, 1934; Марков 1931; Бискэ 1955, 1959).

Холмисто-грядовый рельеф, представляющий сложное сочетание холмов и гряд, непохожих, по внешним очертаниям, ни на камы, ни на озы, но сложенных аналогичными осадками, образован в результате аккумуляции последних в углублениях тела ледника. Таков же, по-видимому, генезис и волнистых равнин, под названием которых объединяются волнисто-грядовый рельеф флювиогляциальных галечников и песков, отмеченный В. В. Шарковым (1945) для районов Северного Приладожья, и зандровые равнины, выделенные рядом исследова-

телей на территории Карелии (Земляков, 1936; Покровская, 1943; Апухтин, 1953).

В условиях сложно расчлененного рельефа Карелии образование типичных задров имело место в очень редких случаях, и большая часть песчаных равнин, выделенная перечисленными исследователями, как задры (например, равнина у Ругозера, Тикш-Озера и оз. Мотко), по существу представляет собой озерные равнины, что доказывается горизонтальной слоистостью слагающих их осадков и местами развитием диатомов (Баранова, 1951; Бискэ, 1953).

### Районы развития морских и озерных равнин

Морские и озерные равнины и генетически связанные с ними более мелкие формы морского и озерного абразионного и аккумулятивного рельефа (террасы, береговые валы и т. п.) наблюдаются близ всех крупных водоемов Карелии и особенно значительного развития достигают в местах, где понижения поверхности кристаллического фундамента выполнены более молодыми образованиями, т. е. породами, легко поддающимися размыву. Это, например, юго-восточные побережья Ладожского и Онежского озер, сложенные осадочными породами палеозоя, долина р. Шуи, район восточнее оз. Нижнее Куйто, перекрытые ледниковыми отложениями.

Следует различать абразионные и аккумулятивные равнины. Первые из них встречаются в Карелии сравнительно редко, а наиболее крупные отмечены в следующих местах: к юго-востоку от оз. Тикше-Озеро, южнее оз. Топ-Озеро, севернее г. Медвежьегорска, у сел Лендеры и Данилово и на Заонежском полуострове. Почти всюду равнины образовались за счет размыва морены и характеризуются относительно ровной поверхностью и большим количеством валунов. На Заонежском полуострове абразией почти нацело удалена морена, вследствие чего обнажилось докембрийское основание. Местами в результате абразии вершины камов и озов представляют собой плоские поверхности.

Значительно шире развиты аккумулятивные равнины, наблюдающиеся, в основном, близ современных крупных водоемов: Белого моря, озер Ладожского, Онежского, Сям-Озеро, Выг-Озеро, Сег-Озеро, Гимольского, Лекс-Озеро, Колонгозеро, системы озер Куйто, озер Топ-Озеро, Пя-Озеро и др.

Наиболее крупные равнины являются настолько существенным элементом карельского рельефа, что заслуживают специального описания.

Беломорская равнина протягивается вдоль всего Карельского берега Белого моря. Поверхность равнины очень плоская, в большей части заболоченная. Колебания относительных высот незначительные и обусловлены небольшими холмиками архейских гнейсов и гранито-гнейсов, обнажающихся из-под осадочных четвертичных пород. Равнина полого наклонена в сторону моря. Северная часть ее (севернее оз. Энг-Озеро) отличается несколько более расчлененной поверхностью и большей приподнятостью над уровнем моря, что обусловлено близостью к поверхности кристаллического фундамента. В пределах равнины и на островах Белого моря наблюдаются террасы и береговые валы (Лаврова, 1933; Медведев, 1956 и др.).

В образовании Беломорской равнины принимали участие воды приледникового озера, располагавшегося вдоль линии побережья, когда

котловина моря была заполнена льдом, а позднее (по стаиванию льда) — морские воды, которыми и были созданы террасы и береговые валы.

Олонецкая озерная равнина располагается вдоль восточного побережья Ладожского озера. От уреза воды озера, имеющего абсолютную отметку около 5 м, равнина полого поднимается к северо-востоку, до 25—30 м над ур. моря. В южной части равнины располагаются обширные болота. Общая равнинность поверхности нарушается водно-ледниковыми аккумулятивными формами, которые ближе к озеру несут явные следы размыва: плоские вершины и пологие склоны.

В пределах этой озерной равнины хорошо развиты береговые валы и пляжи (о-ва Мантсинсаари и Лункулансаари, район р. Видлицы), значительное распространение имеют эоловые формы рельефа, представленные дюнами.

Долины рек, пересекающих равнину (рр. Олонка, Видлица, Тюкула и др.), имеют одну-две террасы.

Онежская равнина протягивается вдоль восточного побережья Онежского озера. Южная часть равнины (район р. Черной и Муромского озера) отличается наиболее ровной поверхностью, к северу и востоку местность постепенно повышается и осложняется ледниковыми и водно-ледниковыми аккумулятивными формами. В районе деревень Ялгансельга и Песчаное аккумулятивная озерная равнина сменяется абрадированной поверхностью, сложенной мореной. Далее к северу особенно четко равнинный характер местности выражен в районе деревень Челмужи и Габсельга. Участок между гг. Медвежьегорском и Повенцом представляет собой несколько отдельных ровных площадей, залегающих на разных высотах над уровнем моря. Наиболее ровная поверхность наблюдается непосредственно близ берега Повенецкого залива, но и здесь ее монотонный характер нарушается озовыми грядами, камами и террасовыми уступами.

В пределах Онежской равнины широко развиты береговые образования, представленные, главным образом, террасами. Террасы располагаются сериями как на побережье Онежского озера, так и в нижнем течении впадающих в него рек Водлы, Немины и др. Хорошо выраженные серии террас отмечены в районе г. Пудож, дер. Челмужи и г. Медвежьегорска (Дьяконова-Савельева, 1925; Поротова и Михайлюк, 1952). Значительного распространения достигают здесь современные и древние укрепленные дюны. Дюны отмечены в устье р. Шалы, у Бесова Носа, в нижнем течении р. Черной, у оз. Муромского, на Челмужской косе и у с. Пельяки (Земляков, 1936). Они представлены четко-образно расположенными вытянутыми параллельно берегу холмами относительной высотой до 10—15 м.

Сямозерская равнина, располагающаяся в среднем течении р. Шуи, генетически связана с Онежской. Со всех сторон она ограничена водно-ледниковыми аккумулятивными формами, и только с востока открывается в сторону Онежского озера. Поверхность ее чрезвычайно ровная, колебания относительных высот не превышают 5—10 м; большая часть равнины заболочена. Краевые части равнины характеризуются развитием береговых образований: валов, уступов, шtrandов (Земляков, Покровская, Шешукова, 1941).

Выгозерская озерная равнина располагается между озерами Выгозеро и Сум-Озеро. Она отличается довольно ровной поверхностью со слабой относительной расчлененностью рельефа. Нередко встречаются

значительные по своему площадному распространению заболоченные участки. От уреза воды оз. Выг-Озеро (89 м) равнина полого поднимается к востоку и северо-востоку, достигая наивысшей абсолютной отметки у оз. Сум-Озеро (167 м). Формы ледниковой аккумуляции, представленные отдельными выходами морены, носят следы размыва, выраженные в виде хорошо отпрепарированных валунов; нередки обнажения кристаллических пород.

В северных районах Карелии наиболее крупные озерные равнины располагаются близ озер системы Куйто, Топ-Озеро и Пя-Озеро.

Куйтинская озерная равнина развита в районе озера Нижнее Куйто и верхнего течения р. Кемь. Она отличается чрезвычайно ровной, заболоченной поверхностью, нарушаемой в ряде мест водно-ледниковыми аккумулятивными формами. Северная часть равнины (у оз. Топ-Озеро) несколько более расчлененная как за счет развития ледниковых и водно-ледниковых аккумулятивных форм, так и в результате обнажений неровностей поверхности подстилающего докембрийского фундамента.

Кроме Беломорской, все описанные равнины образовались в результате сокращения площади озерно-ледниковых и послеледниковых озерных бассейнов, как следствие продолжающегося и до настоящего времени поднятия Балтийского щита. Некоторые исследователи полагают, что большая часть равнин северных (Апухтин, 1957) и некоторые равнины южных районов Карелии, например Сязозерская, Олонецкая (Земляков, Покровская, Шешукова, 1941 и др.), являются следствием аккумулятивной деятельности морских вод.

Размеры площадей озерных равнин в значительной степени определяются геологическим строением районов, в пределах которых они развиты. В качестве примера можно привести южную часть Онежской равнины. Здесь, на породах палеозойского осадочного чехла Русской платформы (Бархатова, 1941), представленных полого залегающими каменноугольными известняками и песчано-глинистыми отложениями девона, частью кембрия (?), еще в дочетвертичное время сформировался своеобразный рельеф: известняки, более устойчивые к выветриванию, сохранились в виде плоского плато, обрывающегося уступом высотой в 120—140 м \* к Пудожской впадине и южной части Онежского озера, сложенных легко разрушающимися девонскими осадками. Наличие здесь двух глубоких впадин способствовало аккумулятивной деятельности четвертичных озерных водоемов, занимавших котловину Онежского озера и прилегающие к ней понижения; послеледниковое же поднятие обусловило спуск вод и резкое сокращение площади водоема с осушением мелководных участков и образованием озерных равнин.

Аналогичный процесс имел место и в районе южной части Олонецкой равнины.

В районах развития гляциального денудационно-тектонического рельефа не существовало таких благоприятных условий для развития обширных озерных равнин, почему, например, в пределах Западно-Карельской возвышенности последние и имеют весьма ограниченное распространение.

История формирования рельефа Карельской АССР

В истории формирования современной поверхности Карелии можно выделить два неравноценных по времени периода: дочетвертичный,

\* В Ленинградской области это плато и уступ известны под названием карбонового глинта.

в который были созданы основные формы поверхности — денудационно-тектонические, и четвертичный, в течение которого эти формы были несколько видоизменены и создан молодой аккумулятивный рельеф.

Процессы интенсивной складчатости, имевшие место в архее и протерозое и приведшие к созданию сложноскладчатых горных сооружений, сопровождались разломами и внедрением магматических масс с образованием различных по форме и составу интрузивных тел. В послепротерозойское время, вследствие общего эпейрогенического поднятия Балтийского щита, установился континентальный режим, так как воды палеозойских морей, омывавших окраинные части Карелии, не достигали, по-видимому, ее центральных районов. В результате продолжительного воздействия процессов выветривания горные сооружения были пенепленизированы и на поверхности обнажилось сложнопостроенное складчато-сбросовое основание.

Более поздние тектонические движения, относимые по аналогии с соседней Скандинавией, ко второй половине третичного периода, выразились в Карелии в крупных блоковых движениях, большей частью по линиям старых разломов. Этими движениями, по-видимому, определились крупные грабенообразные впадины Белого моря, Ладожского, Онежского и других крупных озер (Карпинский, 1919; Рихтер, 1936; Sederholm, 1913; Бискэ, 1958). По всей вероятности, с этими же движениями связаны поднятия Северной и Западной Карелии, возвышенности Ветренный пояс, плато Юго-Западного Прионежья и других районов преимущественного развития денудационно-тектонического рельефа.

Поднятие способствовало интенсивному развитию процессов избирательной денудации, проявившихся различно в разных районах в зависимости от особенностей их геологического строения.

Таким образом, основные черты современного рельефа Карелии сформировались уже в дочетвертичное время в результате взаимодействия процессов тектоники и денудации.

В четвертичный период основными рельефообразующими факторами являлись ледниковая эрозия и ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция, меньшее значение имели абразивная и аккумулятивная деятельность поздне- и послеледниковых озер и морей.

Начальные стадии истории развития рельефа Карелии в четвертичное время неясны, вследствие отсутствия геологических документов, возможно уничтоженных процессами, имевшими место в наиболее поздние ее этапы. Сохранились следы двух ледниковых эпох, разделенных межледниковьем. Результатом деятельности ледников в целом является общая сглаженность положительных форм рельефа докембрийских образований и большое количество типичных ледниковых черт, столь характерных для карельского ландшафта. Следы аккумулятивной деятельности предпоследнего оледенения в виде скоплений рыхлых ледниковых и флювиогляциальных отложений, обнаруженных в крупных понижениях доледникового рельефа, показывают, что пути движения льда в значительной степени определялись рельефом поверхности подстилающих пород. Об этом свидетельствует преимущественно локальный характер нижней морены, показывающий незначительность переноса ледникового материала.

Палеонтологическое изучение ряда разрезов межледниковых отложений Карелии позволяет заключить, что во время последнего межлед-

никовья южная и восточная части рассматриваемой территории были покрыты морскими водами<sup>1</sup>.

Льды последнего оледенения, покрывавшие всю территорию Карелии, стерли и вынесли за ее пределы большую часть рыхлых осадков, отложенных предшествовавшим оледенением и в период межледниковья, почему последние обнаружены в настоящее время лишь в понижениях рельефа докембрийского фундамента, где они имели возможность сохраниться.

Краевые формы максимальной стадии последнего оледенения находятся за пределами Карелии; в границах рассматриваемой территории сохранились следы лишь поздних этапов таяния ледника. К крайевым образованиям одной из самых ранних для Карелии осцилляций ледника относится площадь ледниковых и водно-ледниковых аккумулятивных форм, развитых в крайней юго-восточной части территории. Эта, так называемая Кенозерская полоса аккумулятивных форм, прослеживаемая далее в пределы Архангельской области, настолько хорошо выражена в рельефе, что некоторыми исследователями была принята за краевые образования самостоятельного оледенения (Яковлев, 1950; Апухтин, 1948 и др.).

После кенозерской осцилляции таяние ледника в южной части Карелии происходило, по-видимому, непрерывно и главным образом путем повсеместного утончения и распада на отдельные участки мертвого льда. Недолговременная задержка в таянии ледника, возможно, имела место в Ладожской и Онежской котловинах, где рядом исследователей установлено два ледниковых языка (Яковлев, 1925; Марков, 1931; Покровская, 1943<sup>2</sup>). Геохронологическими исследованиями К. К. Маркова (1931 и 1955) установлено, что котловина Онежского озера освободилась от льда на 2500—2800 лет раньше, чем Ладожского.

На севере Карелии лед, по-видимому, дольше сохранил свою активность, доказательством чего служит широкая полоса краевых образований, окаймляющая Онежский залив Белого моря и продолжающаяся дальше на запад, через оз. Руг-Озеро на оз. Нижнее Куйто. Однако основными формами этого краевого комплекса являются камы, озы и другие формы, образование которых связывается с мертвым льдом, поэтому нет оснований считать их краевыми образованиями, отмечающими подвижку ледникового края. Скорее всего, эти формы являются результатом долговременной задержки края динамически активного льда вдоль этой полосы. Поскольку севернее ее уже не наблюдается форм, которые хотя бы в такой же степени могли бы быть

<sup>1</sup> Вопрос о стратиграфическом положении этих межледниковых осадков до настоящего времени остается дискуссионным. Г. И. Горецкий (1949), М. А. Лазрова (1948), К. К. Марков (1955), Г. С. Бискэ (1955, 1959) относят их ко времени борельской трансгрессии на севере, т. е. к днепровско-валдайскому (по К. К. Маркову) или 2-му новомежледниковью (по С. А. Яковлеву). С. А. Яковлев (1948), И. М. Покровская и другие считают карельские межледниковые слои более молодыми, т. е. относят их ко времени между 3-м и 4-м неоплейстоценовыми оледенениями (по терминологии С. А. Яковлева).

<sup>2</sup> И. М. Покровской в 1943 г. на Онежско-Ладожском перешейке установлено пять фаз отступления льда, выраженных в виде краевых образований. По мнению Г. С. Бискэ (1957), в южных районах Карелии расположение водно-ледниковых аккумулятивных форм не позволяет объединить их в полосы, которые можно было бы назвать краевыми, т. е. отмечающими осцилляции и остановки в процессе стаяния последнего ледникового покрова, а распределение этих форм, в основном, обусловлено рельефом подстилающей поверхности, к понижениям которой они и приурочены.

связаны с краем активного ледника, можно предположить, что вскоре после этого лед потерял свою динамическую активность.

Таяние ледника сопровождалось широким развитием озерно-ледниковых бассейнов и местами проникновением морских вод по понижениям рельефа кристаллических пород в глубь суши.

Существование сквозного позднеледникового морского пролива, соединявшего Белое и Балтийское моря через Онежско-Беломорский и Онежско-Ладожский перешейки, утверждает Е. С. Дьяконовой-Савельевой (1929), Б. Ф. Земляковым, И. М. Покровской и В. С. Шешуковой (1941), К. Мюлдер (Mölder, 1944), оспаривается К. К. Марковым (1933), Горецким (1951), Шешуковой (1937 и 1949), Г. С. Бискэ и Лак (1956), Г. С. Бискэ (1957).

Послеледниковая история развития крупных водных бассейнов Карелии представляет собой последовательную смену трансгрессии и регрессий. Так, исследованиями Ю. Айлио, Е. Хюппе и В. В. Шаркова установлено, что в послеледниковое время Ладожское озеро являлось сначала заливом Анцилового озера, а затем Литоринового моря, последовательно сменявшимися друг друга в области Балтики. Литориновая трансгрессия имела место также и на Белом море, где она затопила узкую полосу побережья (Лаврова, 1931, 1933).

Неравномерный подъем кристаллического основания после его освобождения от льда отразился в смещении масс воды в озерах из областей, испытывающих более быстрое поднятие, в районы, поднимающиеся медленнее, или находящиеся в покое. Такого рода местные трансгрессии были исследованы Г. Ю. Верещагиным (1931 и 1926) на оз. Сег-Озеро и оз. Выг-Озеро, а Е. Бергом, Г. Ю. Верещагиным и И. М. Покровской на Онежском и Ю. Айлио и К. К. Марковым (1934) на Ладожском озерах.

Некоторые более мелкие озера, образовавшиеся в результате скопления талых ледниковых вод, в отрицательных формах рельефа спустили свои воды в другие водоемы, обмелели и постепенно высохли. На их месте образовались озерные равнины, за счет переувлажнения песчаных озерных отложений образовались золотые формы рельефа. Начавшееся с суббореального времени заболачивание привело к образованию многочисленных болотных массивов. Эти процессы продолжаются и в настоящее время и одновременно с процессами денудации ведут к общему выравниванию поверхности территории Карелии.



Имеющиеся сведения еще крайне неравномерно освещают геологию Карельской АССР. Серьезные затруднения до сих пор встречаются коррекция и обобщение данных по основным вопросам стратиграфии, тектоники и магматизма, которые решаются главным образом на материалах по отдельным, более детально изученным площадям этого огромного региона. Наряду с этим целый ряд коренных вопросов геологии остается неизученным или пока нерешенным однозначно. В связи с этим и восстановление геологической истории возможно далеко не полно и во многих случаях условно.

В геологическом развитии рассматриваемой территории более или менее достоверно выделяются архейский (беломорский) и протерозойский (карельский) геосинклинальные циклы и этап платформенного развития, начавшийся с верхнего протерозоя и продолжающийся в настоящее время.

### АРХЕЙ

Наиболее древними геологическими образованиями, известными на территории Карелии, являются разнообразные гнейсы, сланцы и амфиболиты архея, распространенные широкой полосой по западному и юго-западному берегу Белого моря и отдельными небольшими участками в Северной, Центральной и Юго-Западной Карелии. Основание этих гнейсо-сланцевых толщ пока неизвестно ни в Карелии, ни на смежной с ней территории Балтийского щита, что связано, очевидно, с процессом ультраметаморфизма, захватившего архейские породы и изменившего их первичный минералогический состав и структуру.

В настоящее время для архейских гнейсов Карелии и Кольского полуострова получены отдельные цифры абсолютного возраста, варьирующие в пределах  $2000 \cdot 10^6$ — $3000 \cdot 10^6$  лет. Если верить этим предварительным данным, ограниченный ими интервал геологического времени является слишком продолжительным для одного седиментационного цикла. Таким образом, можно рассчитывать, что в будущем для всего Карело-Кольского региона в целом детальные исследования смогут выделить различные по возрасту гнейсовые комплексы архея.

Лучше всего архейские гнейсовые толщи сохранились в северо-восточной и северной частях республики и южной части Мурманской области, где они выделены под наименованием беломорской серии. Геологические и петрографические особенности гнейсов и амфиболитов этой серии и, в частности, широкое развитие в их составе высокоглиноземистых минералов и наличие небольших реликтов мраморов дают возможность рассматривать их главным образом как измененные песчаные, песчано-глинистые, глинистые и отчасти мергелистые отложения с подчиненными карбонатными породами. Развитые среди гнейсов нижней и средней толщ амфиболиты и амфиболовые гнейсы, в большей

своей части рассматриваемые как измененные основные вулканогенные образования, свидетельствуют об интенсивном вулканизме, сопровождавшем отложение преобладающих терригенных осадков. Состав толщ, их огромная многокилометровая мощность, а также характер охватившей их интенсивной складчатости и сопровождавших ее широко проявленных процессов магматизма и метаморфизма (и ультраметаморфизма) говорят о геосинклинальном характере отложений беломорской серии. Несколько условно среди этих геосинклинальных толщ архея можно выделить терригенно-вулканогенные и более поздние терригенные формации.

Отдельные небольшие участки архейских гнейсов, прорванных и мигматизированных допротерозойскими гранитами, известны и вне Беломорского блока, в области карелид. Они установлены в Юго-Западной Карелии в пределах гнейсо-гранитных куполов (глыб), залегающих в поле развития протерозойских отложений Северного Приладожья, а также среди мигматитов в районе озер Среднее и Нижнее Куйто и к востоку и северу от оз. Топ-Озеро (Северная Карелия). Наличие этих разрозненных гнейсовых полей свидетельствует о некогда широком развитии гнейсовых толщ архея на территории Карелии, впоследствии претерпевших глубокие изменения вплоть до полного реоморфизма в процессе архейского и карельского тектогенеза и магматизма, а также в значительной степени уничтоженных в результате глубокой эрозии архейского основания. Сходство этих пород с гнейсами Беломорского блока, их одинаковые соотношения с архейскими гранитоидами, а также широкое развитие последних на данной территории скорее всего указывают на то, что эти древнейшие комплексы кристаллических пород являются образованиями обширной архейской геосинклинали, захватившей и территорию Карелии.

Отсутствие на большей части площади Карельской АССР распознаваемых супракрустальных образований архея и основания, на котором они отлагались, затрудняет представление об архейском этапе истории геологического развития этого региона. Согласно данным по относительно хорошо изученной области Западного Беломорья, мощные геосинклинальные толщи были смяты архейской (беломорской) складчатостью в сложные складчатые сооружения беломорид общего северо-западного направления, осложненные меньшего порядка складками северо-восточного простирания. В пределах Карельского региона (пояс карелид) реликтовые признаки архейской складчатости проявляются в структурах глыбовых выступов гнейсов и гнейсо-гранитов архейского основания, несогласных с окружающими их структурами карелид (см. «Тектоника»).

Архейская (беломорская) складчатость сопровождалась интенсивной магматической деятельностью и процессами метаморфизма и ультраметаморфизма, превратившими древнейшие осадочные и вулканогенные породы в разнообразные гнейсы, амфиболиты, мигматиты и гранитоподобные породы.

В настоящее время все большее число исследователей ставит под сомнение существование двух самостоятельных архейских (постсвионийской и постблотионийской) эпох диастрофизма, захвативших гнейсы беломорской серии, поскольку достоверно не установлено разделяющего их более молодого, чем беломорская серия, периода седиментации архея. Считая, что образование архейских пород Западного Беломорья связано с одним геосинклинальным циклом, одни исследователи выде-

ляют здесь группу ранних архейских интрузий основных пород и плагиогранитов и группу поздних интрузий основных пород (друзитов) и микроклиновых гранитов, образование которых соответственно связано с ранней и поздней фазами архейского (беломорского) цикла складчатости. По данным позднейших работ других исследователей, среди архейских интрузивных образований предполагается наличие ранних, синорогенных интрузий основных и ультраосновных пород (офиолиты), позднеорогенных интрузий плагиомикроклиновых гранитов и частью основных пород и посторогенных основных и гранитных интрузий частью, вероятно, нижнепротерозойского возраста. Величина абсолютного возраста, равная  $1950 \cdot 10^6$  —  $2000 \cdot 10^6$  лет для позднеорогенных плагиомикроклиновых гранитов и их пегматитов (Герлинг, 1958), связанных с главной, заключительной фазой архейской складчатости, датирует и возраст последней.

Архейская складчатость, по всей вероятности, проявилась с различной интенсивностью в разных частях рассматриваемой территории. Наиболее устойчивая, консолидированная складчатая область архея возникла в Северо-Восточной Карелии и южной части Кольского полуострова, где она впоследствии представляла собой довольно стабильный складчатый массив беломорид (Беломорский блок), разделявший Карельский и Кольский геосинклинальные пояса карелид и, по-видимому, не покрывавшийся карельским геосинклинальным морем. На остальной территории складчатые архейские образования, вовлеченные в последующую, карельскую складчатость, в значительной мере были изменены и реоморфизованы и приобрели структурные черты карелид.

После эпохи архейского (беломорского) орогенеза последовали преднижнепротерозойский перерыв и глубокий размыв этих древнейших складчатых сооружений беломорид, в результате чего на поверхность были выведены архейские гранитоиды и мигматиты. Об этом свидетельствует наложение нижнепротерозойских отложений на граниты и сильно мигматизированные гнейсы архея, местами через базальные конгломераты, содержащие обломки последних (Западная и Восточная Карелия).

## ПРОТЕРОЗОИ

### НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Возникший в результате архейской складчатости Беломорский складчато-горный массив являлся источником терригенного материала для формировавшихся вдоль его юго-западной окраины нижнепротерозойских осадочных толщ. На остальной территории Карелии, являющейся частью Карельского пояса карелид, заключенного между Беломорским и Центрально-Финляндским (Свеко-Фенским) блоками архея, происходило накопление геосинклинальных отложений нижнего протерозоя. Последние сохранились в крупных синклинорных зонах карелид, представлявших, вероятно, глубокие, сложные по строению, синклинальные прогибы карельской геосинклинали, тогда как в пределах соседних антиклинориев они почти полностью отсутствуют, вероятно, вследствие последующего глубокого размыва. В силу этого геологические события в нижнем протерозое могут быть с большей или меньшей достоверностью восстановлены только для синклинорных зон карелид.

Период нижнего протерозоя Карелии начался с формирования осадочных и вулканических толщ парандовской, гимольской и тикшозер-

ской серий, отложившихся на глубоко размытой поверхности архейских пород.

Образования, относимые к парандовской серии, имеют широкое развитие в Восточно-Карельской и Западно-Карельской синкликорных зонах. Весьма сходные существенно вулканогенные толщи, по-видимому, того же возраста известны в Восточно-Финляндской синкликорной зоне, где они выделены под названием ялонварской толщи. В Восточно-Карельской синкликорной зоне в районе оз. Воронье установлено, что парандовская серия, через базальные конгломераты, содержащие обломки архейских пород, с угловым несогласием залегает на архейских гнейсах, которые здесь, в отличие от выдержанного северо-западного простирания протерозойских структур, имеют характерное северо-восточное простирание складок, лишь в узкой контактной зоне переориентированных параллельно последним. Эти факты свидетельствуют о крупном перерыве и размыве складчатых структур беломорид, предшествовавших отложению парандовской серии.

Парандовская серия сложена разнообразными основными и кислыми эффузивами и их туфами, представленными спилитовыми метадиабазами и метапорфиритами, измененными альбитофирами и порфирами и ортосланцами, а также различными метаморфизованными осадочными породами, среди которых выделяются слюдисто-графитистые, талько-хлоритовые и роговообманковые сланцы, порфиробластические и другие амфиболиты и подчиненные им карбонатные породы и кварциты. Для этой серии характерно наличие пирито-пирротинового оруденения, которое местами представлено крупными промышленными залежами серного колчедана. В северной части Восточно-Карельской синкликорной зоны (районы озер Шомб-Озеро, Воронье и Пибозеро), где породы парандовской серии претерпели более интенсивный метаморфизм, они представлены, главным образом, порфиробластическими амфиболитами, и переслаивающимися с ними слюдяными, слюдяно-плагиоклазовыми, гранатовыми и ставролитовыми сланцами и частью гнейсами, в основании содержащими линзы конгломератов. Глубокий метаморфизм этих образований не позволяет всегда с уверенностью судить о характере исходных пород. Порфиробластические амфиболиты района оз. Пибозеро — оз. Воронье, по Н. Г. Судовикову (1934), образовались за счет основных эффузивных пород; наряду с этим некоторыми исследователями предполагается, что значительная часть их представляет собой глубокоизмененные известковистые и мергелистые отложения, тесно переслаивавшиеся с песчано-глинистыми осадками, измененными в слюдяные сланцы (Дюков, 1947.; Робонен, 1953 г.). В районе оз. Шомб-Озеро встречающиеся в таких же слоистых порфиробластических амфиболитах отчетливые реликты миндалекаменных структур свидетельствуют о туфоогенно-эффузивном характере исходного материала этих пород, перемежавшихся с терригенными отложениями (слюдяные и слюдяно-гранатовые сланцы и гнейсы).

Вулканические породы парандовской серии, среди которых несомненно большую роль играют в различной степени измененные спилиты и альбитофиры, свидетельствуют об интенсивном раннем нижнепротерозойском подводном вулканизме и о принадлежности этой серии к спилито-кератофиро-сланцевой формации ранних этапов развития карельской геосинклинали. Наличие первично терригенных пород в составе этой серии по северо-восточной окраине Восточно-Карельской синкликорной зоны, по-видимому, следует объяснить существовавшим здесь

поднятием Беломорского складчатого горного массива (Беломорского блока), с которого происходил снос обломочного материала. В районе Чалка—Хаутовара, который находится в южной части Западно-Карельской синклинойной зоны, расположенной в осевой части Карельского пояса карелид, в составе парандовской серии присутствуют полосчатые амфиболо-магнетитовые кварциты (железисто-кремнистая фация), особенно характерные для гимольской серии нижнего протерозоя.

Гимольская серия известна почти исключительно в Западно-Карельской синклинойной зоне. Она распространена в северной и центральной частях ее, в широкой полосе Костомукша — Большозеро — Гимольское озеро, а также в южной части, где она установлена пока только магнитометрическими и буровыми работами в субмеридиональной полосе сел Маньга—Киндосово. В районах оз. Гимольского и с. Костомукша в основании гимольской серии залегают конгломераты, содержащие гальки архейских гранитоидов. Появление этих конгломератов, по-видимому, объясняется крупным перерывом и глубоким размывом архейского основания, имевших место до отложения осадочно-вулканогенного комплекса нижнего протерозоя (гимольская серия).

Конгломераты, туфобрекчии, метаэффузивы и частью амфиболиты, слагающие нижнюю часть гимольской серии, вверх по разрезу сменяются кварцево-полевошпатовыми породами, слюдяными, графитистыми, карбонатно-хлоритовыми и другими сланцами с пиритом и пирротинном, вмещающими линзы и мощные пачки амфиболовых и магнетитовых кварцитов. Под влиянием гранитов сланцы местами превращены в биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы иногда со ставролитом. Некоторые исследователи рассматривают сланцы и гнейсы, преобладающие в составе данной серии, как первично терригенные отложения (Перевозчикова, 1957; Харитонов, 1957), другие — большую часть их относят к метаморфизованным туфогенным образованиям (Чернов, 1958 г.; Стенарв, 1958 г.).

Значительная часть этих пород по своему составу и местами внешнему виду близка к средним и кислым лептитам и лептит-порфирам Швеции и Финляндии. Большинство исследователей рассматривает железистые кварциты гимольской серии как первично железисто-кремнистые осадки, генетически связанные с подводной вулканической деятельностью. Несмотря на сильный метаморфизм пород гимольской серии, затрудняющий восстановление первичного характера последних, имеющиеся данные о составе этой серии, как и ее положение в осевой части Карельского пояса карелид, позволяют отнести ее к типу кремнисто-вулканогенно-сланцевых формаций, характерных для ранних этапов развития внутренних зон геосинклиналией.

В условиях относительно слабой обнаженности парандовской и гимольской серий известные участки их развития разобщены между собой. Поэтому непосредственные их соотношения пока достоверно нигде не установлены. Некоторые исследователи высказывают мнение о возможно более древнем (верхнеархейском) возрасте гимольской серии относительно парандовской. Однако общие фациально-литологические особенности и одинаковые возрастные и структурные соотношения этих серий с другими супракрустальными и интрузивными комплексами, а также их развитие в одной структурно-фациальной зоне, скорее всего свидетельствуют о том, что они представляют собой тесно связанные между собой по генезису и по возрасту формации ранних этапов развития карельской геосинклинали.

Во второй половине нижнего протерозоя в пределах Восточно-Карельской и Западно-Карельской синклинорных зон происходило накопление основных и кислых вулканитов с подчиненными им терригенными осадками. В Восточно-Карельской синклинорной зоне они выделены в тунгудско-надвоицкую серию, представленную зеленокаменными эффузивами и зелеными сланцами, кварцевыми порфирами (частью, жильными) и кварцитами. Эти вулканические образования часто трудно отделимы от более древних спилито-кератофиро-сланцевых толщ парандовской серии, с которыми они ранее объединялись в так называемую карельскую формацию. Некоторыми исследователями эти серии объединяются в единый непрерывный комплекс геосинклинальных протерозойских образований Восточно-Карельской синклинорной зоны<sup>1</sup>. Вместе с тем, в пределах Шуезерского и Шомбозерского синклинориев Восточно-Карельской зоны, устанавливается трансгрессивное залегание тунгудско-надвоицкой серии на более древних нижнепротерозойских и архейских породах, отражающее проявление тектонических движений до отложения этих существенно вулканогенных толщ. По-видимому, подтверждение фазы тектонических движений в середине нижнего протерозоя в Восточно-Карельской зоне следует видеть и в разделяющем парандовскую и тунгудско-надвоицкую серии перерыве и сопровождавшем его размыве, если правильны указания Л. А. Кириченко о наличии конгломератов с галькой пород парандовской серии в основании вулканогенных толщ тунгудско-надвоицкой серии в районе оз. Лежево и мнение С. А. Дюкова о том, что в низах последней залегает толща

<sup>1</sup> Впервые карельская формация в районе Тунгуда—Шуезеро была разделена Л. Я. Харитоновым (1941) на более древнюю кварцито-диабазовую толщу, относимую им к сегозерской свите, и несогласно перекрывающую ее через базальные полимиктовые конгломераты кварцито-диабазовую толщу озер Вотулма—Шуезеро, выделенную автором в онежскую свиту. Сопоставляя сегозерскую свиту Тунгудского района с кварцито-диабазовой сегозерской свитой оз. Сег-Озеро в Центральной Карелии, которая залегает здесь несогласно на более древних сланцах (бергаульская свита Харитонова), Л. Я. Харитонов (1955) высказал мнение о том, что в протерозое Карелии в разных структурных зонах несогласия (интенсивная складчатость и внедрение гранитов) проявились на разных стратиграфических уровнях. В Западной Карелии (зоне), где сланцы бергаульской свиты и аналогичные им образования принадлежат нижнему протерозою, имел место наиболее ранний период карельской складчатости и внедрения гранитов, проявившихся в досегозерское (доверхнепротерозойское, по Харитонову) время. В Восточно-Карельской зоне такой же период складчатости и гранитизации относится к постсегозерскому—доонежскому (внутри верхнепротерозойскому, по Харитонову) времени. Позднее, признав вслед за Л. Н. Потрубович постятулийский возраст ладожской сланцевой серии Юго-Западной Карелии, Л. Я. Харитонов (1957) в Восточно-Финляндской зоне выделил еще постятулийский (постверхнепротерозойский) период карельской складчатости и гранитизации.

Против мнения Л. Я. Харитонова о наличии внутри ятулийского перерыва серьезно возражает М. А. Гилярова (1947, 1948, 1955). Показывая, что вулканогенные толщи, относившиеся Л. Я. Харитоновым в сегозерскую свиту в Тунгудском районе, а также в районе Чебино, являются доятулийскими (досегозерскими), М. А. Гилярова выделяет все доятулийские сланцы Западной и Восточной Карелии, а также ладожскую формацию Юго-Западной Карелии в докарельскую сланцевую серию верхне-архейского возраста, считая их образованиями орогена с геосинклинальной подготовкой. Ятулийские же кварцито-карбонато-сланцевые толщи она считает собственно нижнепротерозойскими, представляющими отложения орогена без геосинклинальной подготовки. К такому же представлению пришли затем и другие исследователи, считавшие, однако, докарельские (доятулийские) сланцы нижнепротерозойскими, собственно геосинклинальными образованиями карельской геосинклинали (Кратц, 1955), а более поздние, ятулийские отложения, отнесенные в самостоятельную подгруппу среднего протерозоя (Кратц, Нумерова и Перевозчикова, 1957), рассматривают как образования заключительного этапа развития карельской геосинклинали на территории Карелии.

кварцито-песчаников (см. раздел «Стратиграфия»). Вероятно, отмеченные движения были причиной интенсивного вулканизма во вторую половину нижнего протерозоя и дальнейшего общего погружения Восточно-Карельской зоны в этот период.

Аналогичные соотношения между тунгудско-надвоицкой и парандовской сериями наблюдаются также в некоторых районах юго-восточной и южной частей Западно-Карельской синклинойной зоны. Здесь в ряде случаев в верхах разреза парандовской серии выделяется толща вулканогенных пород, очень сходная с тунгудско-надвоицкой серией, которая из-за слабой обнаженности пока не отделена от подстилающих ее сланцев парандовской серии (Бергаульский участок и участок Чалка — Хаутовара). В Хаутоварской синклинали трансгрессивным залеганием этой вулканогенной толщи на породах парандовской серии объясняется возможное наличие между ними углового несогласия (Первозчикова, 1957; Робонен, 1958 г.).

В ряде районов Западной Карелии (участки Костомукшский, Хедозерско-Большозерский, Гимольский) эти более молодые вулканические толщи залегают на более древних нижнепротерозойских и архейских образованиях с резким несогласием, свидетельствующим о проявлении в середине нижнего протерозоя интенсивной складчатости, которая привела к значительной консолидации центральной части Карельского геосинклинального пояса. Особенно отчетливо такие изменения, вызванные ранними фазами нижнепротерозойской (раннекарельской) складчатости в области Западно-Карельской синклинойной зоны наблюдаются в разрезе протерозоя Хедозерско-Большозерского участка (Стенарь, 1958 г.). Здесь на сложноскладчатых породах гимольской серии с глубоким размывом и резким несогласием через базальные конгломераты залегают толща андезито-дацитовых туфов и туфопесчаников, которые в верхах протерозоя резко сменяются основными эффузивами.

Нижнепротерозойские толщи в свою очередь трансгрессивно и резко несогласно перекрываются конгломерато-кварцитовыми толщами среднего протерозоя. Таким образом, ранние фазы раннекарельской складчатости, имевшие место в середине нижнего протерозоя, значительно более интенсивно проявились в пределах Западно-Карельской синклинойной зоны, чем в Восточно-Карельской. В Западной Карелии в результате возникли относительно устойчивые складчатые структуры и произошло общее поднятие центральной части Карельского геосинклинального пояса. Здесь в дальнейшем происходило прерывистое накопление супракрустальных толщ, в отличие от Восточно-Карельской синклинойной зоны, где во второй половине нижнего протерозоя преобладало погружение, сопровождавшееся непрерывной седиментацией и интенсивной вулканической деятельностью.

Континентальные и мелководные морские отложения среднего протерозоя резко трансгрессивно и с крупным несогласием залегают на размывных складчатых структурах нижнего протерозоя. Это указывает на интенсивную складчатость, проявившуюся на территории Восточной и Западной Карелии на границе нижнего и среднего протерозоя.

В Восточно-Финляндской синклинойной зоне ялонварская толща, сопоставляемая по возрасту с парандовской серией, известна на ограниченной площади в юго-восточной части района оз. Малое Янис-Ярви, где она несогласно перекрывается отложениями среднего протерозоя. Толща представлена диабазовыми и диоритовыми метапорфиритами, альбитофирами, порфироидами, кварцево-серицитовыми и графитисты-

ми сланцами с пирито-пирроотиновым оруденением и, частью магнетит-содержащими кварцитами (Потрубович, 1956 г.)<sup>1</sup>.

Непосредственные соотношения ялонварской толщи с расположенными южнее протерозойскими образованиями сортавальской и ладожской серий<sup>2</sup> нигде не установлены. Дискуссионный характер вопроса о стратиграфическом положении последних затрудняет сопоставление их с ялонварской толщей. В соответствии с принятым в данном томе представлением о нижнепротерозойском возрасте всех трех серий, можно отметить лишь следующее. Сортавальская серия, представленная здесь преобладающими основными вулканическими породами, амфиболовыми сланцами и амфиболитами и в меньшей мере карбонатными породами, кварцитами и слюдяными сланцами, отличается от известного в настоящее время разреза ялонварской толщи. С другой стороны по своему составу она имеет много общего с ранними осадочно-вулканическими толщами нижнего протерозоя района озер Шомбозеро, Пибозеро, зоны Чалка — Хаутовара и других районов Карелии. Сортавальская серия залегает несогласно на глубоко размытых гнейсах, мигматитах и гранитоидах архея, сложно дислоцирована и прорвана двумя группами доиотнийских (до рапакиви) интрузий основных и кислых пород. Согласно этим данным ее пока приходится предположительно рассматривать среди древних супракрустальных комплексов нижнего протерозоя Северного Приладожья<sup>3</sup>. Таким образом, ранний нижнепротерозойский этап развития Восточно-Финляндской зоны на территории Юго-Западной Карелии также характеризовался интенсивным подводным геосинклинальным вулканизмом, сопровождавшимся отложением морских карбонатных и терригенных осадков. Сортавальская серия согласно перекрывается ладожской сланцевой серией и только по северо-восточной окраине развития последней, вдоль южного берега и островов оз. М. Янис-Ярви, ладожская серия отделяется маломощным горизонтом кварцитов и конгломератов от подстилающих их карбонатно-сланцевых толщ, свидетельствующим о локальном (!) перерыве в отложении, связанном с проявлениями тектонических движений в середине (?) нижнего протерозоя, за которым опять последовало интенсивное прогибание с накоплением мощных терригенных толщ ладожской серии.

Ладожская серия сложена терригенными песчано-глинистыми отложениями с характерной для них флишевой ритмичной слоистостью. Впервые И. Вегман (E. Wegman, 1928) отнес ладожские сланцы к флишу карелид, считая их типичными геосинклинальными отложениями, с которыми он параллелизовал эпиконтинентальные ятулийские отложения оз. М. Янис-Ярви. В соответствии с принятой в данном томе страти-

<sup>1</sup> Е. М. Михайлюк (1958 г.) на северо-западном продолжении ялонварской толщи отмечается развитие сланцев типа гимольской серии.

<sup>2</sup> Л. Я. Харитонов (1957 г.) относит все указанные образования в верхний протерозой (средний протерозой в данном томе) и считает, что протерозойский геосинклинальный этап развития Восточно-Финляндской зоны закончился проявлением постверхнепротерозойской (доиотнийской) складчатости и интрузивного магматизма (гранитизации).

<sup>3</sup> Интересно отметить, что сортавальская и частью ладожская серии находят своих аналогов в толщах амфиболовых сланцев, карбонатных пород, филлитов и слюдяных сланцев, залегающих на северо-западном продолжении рассматриваемой зоны в районе г. Куопио (Восточная Финляндия), которые предположительно относятся к карельской формации протерозоя (Väyrynen, 1954; J. Preston, 1956). Она также может быть сопоставима с докарельской серией Ипатти (H. Väyrynen, 1954), которую несогласно перекрывают ятулийские отложения.



графической схемой сланцы ладожской серии рассматриваются как наиболее молодые нижнепротерозойские флишевые образования, развитые в юго-восточной периферической синклиналино-складчатой зоне Карельского геосинклинального пояса.

В течение нижнего протерозоя Восточно-Финляндская (так же, как и Восточно-Карельская) синклинозная зона была областью преобладающего прогибания, в середине нижнего протерозоя чередовавшегося с временными местными поднятиями. Вероятно, связанная с этими ранними фазами нижнепротерозойской складчатости ранняя консолидация и общее поднятие центральной части Карельского геосинклинального пояса обеспечили образование возвышенных областей размыва, которые стали источником обломочного материала для мощных терригенных толщ ладожской серии.

Сочетание весьма сложно дислоцированных отложений сортавальской и ладожской серий, контактирующих тектонически с пологоскладчатыми образованиями среднего протерозоя, слагающими нарушенную разломами наложенную синклиналь оз. М. Янис-Ярви, свидетельствует по крайней мере об одной постладожской, но доятулийской эпохе интенсивных тектонических движений (Судовиков, 1954). Эти движения, имевшие место до отложения среднепротерозойских осадков, отвечают по времени позднему фазам нижнепротерозойской складчатости.

В пределах Северо-Карельской синклинозной зоны к ранним этапам развития нижнего протерозоя относится тикшезерская серия. В восточной части данной зоны (район горы Ириңья Варака) отмечается несогласное (?) залегание ее на мигматизированных гнейсах беломорской серии. В составе этой серии несколько условно объединены две различные толщи пород: осадочно-вулканогенная, развитая в Кукаозерской синклинали и терригенная гнейсо-сланцевая, приуроченная к Ириногорской синклинали. Ириногорская толща в низах разреза сложена глубоко измененными основными эффузивами (сланцеватыми амфиболитами и амфиболовыми сланцами), местами переслаивающимися со слюдяными, слюдяно-гранатовыми и амфиболовыми гнейсами. Выше они сменяются высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами, по-видимому, представляющими глубоко метаморфизованные песчано-глинистые отложения. В верхах толщи появляются порфиробластические амфиболиты и амфиболо-биотитовые сланцы осадочного и, возможно, частично вулканического генезиса.

Таким образом, начало интенсивного погружения Ириногорского синклиналиного прогиба ознаменовалось вспышкой основного вулканизма, за которым последовало отложение мощных терригенных толщ. В накоплении последних, вероятно, существенную роль играл соседний горный массив беломорид, который, по-видимому, являлся в это время областью размыва и источником обломочного материала для прилегающей к нему протерозойской геосинклинальной области.

В формировании верхней толщи порфиробластических амфиболитов, вероятно, важную роль играли первично известковистые и глинистые осадки. Характерное частое ритмичное переслаивание сланцев с амфиболитами свидетельствует о наличии мелких колебательных движений, проявляющихся на фоне общего погружения данной зоны. Следует отметить несомненное сходство осадочно-вулканогенного комплекса Ириногорской синклинали (Северо-Карельская синклинозная зона) с парандовской серией районов озер Шомб-Озеро и Пезозеро (Восточно-Карельская синклинозная зона).

Эти периферические прогибы Карельского геосинклинального пояса, расположенные вдоль западного края Беломорского блока, в начале нижнего протерозоя характеризуются сходными условиями осадконакопления с более интенсивным приносом терригенного материала в Ириногорском прогибе. Осадочно-вулканогенный комплекс нижнего протерозоя Кукаозерской синклинали преимущественно сложен сильно метаморфизованными основными вулканическими породами, амфиболовыми и биотитовыми сланцами, которые выше сменяются полевошпатовыми и биотито-эпидотовыми кварцитами. В верхней части разреза появляется толща карбонатных пород и порфиробластических амфиболитов, сходная с верхней амфиболитовой толщей нижнего протерозоя Ириногорской синклинали. Соотношения комплексов обеих синклиналей считаются пока дискуссионными. Наряду с мнением о возможно более высоком стратиграфическом положении осадочно-вулканического комплекса района оз. Кукас-Озеро по отношению к гнейсо-сланцевой серии Ириногорской синклинали (Перевозчикова, 1957), существует представление об их одновозрастности (Кратц и Демидов, 1953 г.).

Развитие узкого Кукаозерского прогиба характеризовалось интенсивным геосинклинальным вулканизмом, начало которого, вероятно, совпадало с ранними вспышками вулканической деятельности в Ириногорском прогибе. В отличие от комплекса Ириногорского синклинального прогиба, отсутствие сколько-нибудь заметных количеств терригенных отложений в большей части разреза комплекса Кукаозерской синклинали, вероятно, объясняется существованием между ними подводного поднятия — барьера, преграждавшего путь обломочному материалу, приносившемуся с Беломорского массива. Во второй половине развития Кукаозерского прогиба вулканическая деятельность сменилась отложением песчаных осадков. Характер разреза осадочных толщ верхов нижнепротерозойского комплекса Кукаозерского синклинального прогиба свидетельствует о последовательном прогибании, при котором песчаники, а затем мергелистые песчаники сменились глинистыми и мергелистыми осадками, и, наконец, карбонатными отложениями, венчающими разрез нижнего протерозоя.

Толща полимиктовых конгломератов оз. Кукас-Озеро, относимая к среднему протерозою, которая с резким угловым несогласием залегает на вышеописанных отложениях нижнего протерозоя, указывает на интенсивные складчатые движения и размыв, предшествовавшие их накоплению.

Отсутствие достаточной ясности в отношении стратиграфического положения протерозойских осадочных и вулканических толщ западной и северо-западной частей Северо-Карельской синклинойной зоны затрудняет восстановление истории ее развития. Большая часть протерозойских отложений в этом районе отнесена условно к тунгудско-надвоицкой серии, хотя здесь следует предполагать более широкое развитие как более древних нижнепротерозойских, так и среднепротерозойских супракрустальных образований.

Развитые вдоль восточной и южной окраин Куоляярвского синклинория осадочно-вулканические толщи очень сходны по характеру разреза с нижнепротерозойским комплексом Кукаозерского синклинального прогиба и накаливались, по-видимому, в аналогичных условиях. Различия между этими толщами заключается в несколько большем развитии кварцито-песчаников, переслаивающихся с вулканическими породами (амфиболитами и амфиболовыми сланцами) в нижней части раз-

реза Куолаярвского синклиория. В центральной части последнего одновременно происходило накопление главным образом спилитовых вулканических толщ, слагающих здесь обширную площадь. Эти вулканы, являясь частью несомненно более молодыми, чем карбонатные породы, венчающие разрез нижнего протерозоя, по-видимому, с перерывом и угловым несогласием (?) перекрываются конгломерато-кварцито-песчанниковой толщей района озер Кясиярви—Нуока-Ярви, предположительно отнесенной к среднему протерозою.

Разрез нижнего протерозоя Панаярвского синклиория, расположенного к югу от Куолаярвского, начинается с толщи спилитов и кварцевых кератофилов и порфиоров, очень сходных с образованиями тунгудско-надвоицкой серии района Тунгудского озера (Восточно-Карельская синклиория зона).

В зоне оз. Пана-Ярви эти толщи через базальные конгломераты залегают на гранитоидах и частью гнейсах архея. Если правильно отмеченное выше сопоставление этих вулкаников с нижнепротерозойскими толщами Восточно-Карельской синклиорной зоны, следует считать, что в Панаярвском прогибе интенсивное погружение и сопровождающий его вулканизм происходили только во второй половине нижнего протерозоя, после ранних фаз нижнепротерозойской складчатости.

Залегающие выше вулкаников кварцито-карбонатные толщи Панаярвского синклиория, условно сопоставляемые по возрасту с карбонатно-сланцевыми отложениями нижнепротерозойского комплекса Куолаярвского синклиория, несколько отличаются от последних более мелководным характером условий осадконакопления, приведшего к широкому развитию песчанистых отложений. Необходимо отметить, однако, что рядом исследователей отмечалось сходство кварцитов и карбонатных пород района оз. Пана-Ярви со среднепротерозойскими (ятулийскими) отложениями Южной и Центральной Карелии. При такой трактовке проявления поздних фаз раннекарельской складчатости в Панаярвском прогибе следует относить к периоду после накопления спилитов и кварцевых порфиоров и до отложения кварцитовых и известняково-доломитовых толщ.

Вместе с тем, в рассматриваемом районе несомненно имеются более молодые среднепротерозойские отложения, представленные полимиктовыми конгломератами с галькой кварцитов, доломитов, основных и кислых вулкаников и глубинных магматических пород (южный берег оз. Пана-Ярви). Аналогичные конгломераты известны на смежной территории Финляндии, в верховьях р. Оуланки, где они относятся (Väyrynen, 1954) к молассам карелид. Эти породы по составу и возрасту положению несомненно сходны с полимиктовыми конгломератами среднего протерозоя окрестностей оз. Кукас-Озеро и с конгломератами и аркозами серии Кумпу Финской Лапландии. Не исключено, что такими же по возрасту являются многие мономиктовые конгломераты северного берега оз. Пана-Ярви, почти нацело состоящие из гальки зеленокаменных эффузивов или кварцевых кератофилов, хотя по мнению некоторых исследователей эти мономиктовые конгломераты переслаиваются с вулканиками, представляя собой внутриформационные образования, возникшие при локальном размыве соответствующих эффузивов.

Как видно из краткого изложения, стратиграфия протерозоя Панаярвского синклиория допускает пока слишком противоречивые толко-

вания, чтобы можно было достаточно обоснованно судить о времени образования его в общей истории развития протерозоя Карелии.

Необходимо отметить следующие главные черты нижнепротерозойской истории развития Карельского пояса карелид. Несмотря на отдельные неясные и спорные вопросы стратиграфии, с достаточной очевидностью можно говорить о том, что в пределах Карельского геосинклинально-складчатого пояса карелид в нижнем протерозое после отложения спилито-кератофиро-сланцевых, вулканогенно-железисто-кремнистых и частью терригенных толщ ранних этапов развития, проявились ранние фазы нижнепротерозойской складчатости, относящиеся, примерно, к середине нижнего протерозоя. Наиболее интенсивные складчатые дислокации этого периода проявились в центральной части Карельского геосинклинального пояса, в пределах Западно-Карельской синклиновой зоны и, вероятно, в значительной мере охватили площади соседних антиклинорных зон, обусловив возникновение здесь сравнительно устойчивых складчатых структур. Эта ранняя консолидация и поднятие центральной части Карельской геосинклинали привели к образованию центрального антиклинория, в пределах которого во второй половине нижнего протерозоя осадконакопление отличалось частыми перерывами и сравнительно малой мощностью. В пределах окаймляющих это центральное поднятие периферических синклиновых зон (Восточно-Финляндской, Восточно-Карельской и Северо-Карельской) ранние фазы нижнепротерозойской складчатости, проявились с меньшей силой и, видимо, лишь местами создали более устойчивые складчатые структуры, в дальнейшем обусловившие локальные перерывы и несогласное залегание более поздних покровных толщ нижнего протерозоя. В целом же эти периферические зоны во второй половине нижнего протерозоя являлись областями интенсивного прогибания и накопления мощных толщ осадочных и вулканических пород, залегающих во многих районах трансгрессивно на более ранних образованиях.

Структурное и морфологическое расчленение Карельского геосинклинального пояса, происшедшее в результате интенсивных тектонических движений в середине нижнего протерозоя, привело к изменению характера осадконакопления и иному распределению фаций во второй половине нижнего протерозоя. В то время как в периферических зонах происходило общее интенсивное прогибание, сопровождавшееся мощными проявлениями вулканической деятельности, на значительной части Карельского геосинклинального пояса имели место колебательные движения различного знака, обусловившие прерывистый характер осадконакопления и вулканизма в пределах центрального антиклинорного поднятия. Колебательные движения, развившиеся на фоне преобладающего прогибания периферических зон, более отчетливо проявились к концу нижнепротерозойского времени и явились причиной мелкоритмичного, флишевого характера строения ладожской серии в Восточно-Финляндской синклиновой зоне. Возможно, примерно в то же время возникли мелкоцикличные толщи сланцев, параамфиболитов и карбонатных пород, венчающих разрез нижнепротерозойского супракрустального комплекса в Северо-Карельской синклиновой зоне. В конце нижнего протерозоя нисходящие тектонические движения в периферических зонах сменились восходящими, сопровождавшимися интенсивной складчатостью и поднятием (горообразованием) на границе нижнего и среднего протерозоя (поздние фазы раннекарельской складчатости).

Основные этапы развития Карельской геосинклинали в нижнем протерозое отразились на развитии глубинного магматизма данной территории. К наиболее ранним проявлениям нижнепротерозойской интрузивной магматической деятельности относится внедрение основной, ультраосновной и частью среднего состава магм, обусловившее образование тел габброидов, гипербазитов и гнейсо-диоритов, обычно сильно измененных последующими метаморфическими процессами (районы озер Сег-Озеро, Гимольское, Тава-Ярви, с. Хюрсюля и т. д.). Условно к этим же ранним интрузиям нижнего протерозоя отнесена часть гранодиоритов и плагиомикроклиновых гранитов, явно прорывающих осадочно-эффузивные образования гимольской, парандовской и тикшозерской серий, но достоверно не установленных в поле более молодых супракrustальных образований нижнего протерозоя.

Если такой предварительный вывод окажется правильным, тогда образование этих кислых гранитоидов, по-видимому, следует связывать с интенсивными тектоническими движениями и ранней консолидацией центральных частей Карельского геосинклинального пояса, имевшими место в середине нижнего протерозоя. Однако окончательное решение данного вопроса в настоящее время невозможно прежде всего из-за сложности отделения этих пород от сходных гранитоидов Западной Карелии, издавна считавшихся архейскими, а также потому, что нижнепротерозойские толщи, которые позволили бы достоверно установить их возраст, начали выделяться на этой территории только в последние годы и пока недостаточно изучены. Несомненно этот вопрос требует дальнейшего всестороннего изучения как самих гранитоидов, так и установления убедительных критериев для сравнения их с другими сходными интрузивными комплексами.

К более поздним интрузиям нижнего протерозоя относятся массивы основных, средних и кислых пород, главным образом приуроченных к периферическим частям синклинорных зон и ограничивающим их крайевым разломом. Эти породы достоверно прорывают все более молодые осадочные и вулканические толщи нижнего протерозоя. Наиболее ранними из них являются интрузии перидотитов, пироксенитов, габбро и габбро-норитов, местами дифференцированные, местами, например в Северо-Карельской синклинорной зоне, образующими выдержанные на десятки километров габбро-перидотитовые пояса. По-видимому, рассматриваемые интрузии вместе с мощными зеленокаменными комплексами нижнего протерозоя образуют собственно офиолитовую формацию карелид Карелии.

Диориты, кварцевые диориты известны на ограниченных площадях в виде самостоятельных массивов (в пределах Северо-Карельской и Восточно-Карельской синклинорных зон) и частью в составе дифференцированных массивов габбро (Восточно-Финляндская синклинорная зона). Более поздними являются микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты, образование которых связано с поздними фазами раннекарельской складчатости. Более интенсивное их проявление приурочено к синклинорным зонам. С ними связаны явления интенсивной мигматизации и гранитизации нижнепротерозойских и более древних образований.

В этот же период общей консолидации Карельского геосинклинального пояса и превращения его в складчатую горную страну образовались несколько более поздние трещинные интрузии микроклиновых и ортоклазо-микроклиновых гранитов типа Нуорунен.

О продолжительности нижнепротерозойского этапа геологической истории данной территории можно судить по полученным для нижнепротерозойских гранитоидов и кристаллических сланцев радиологическим данным, величина которых колеблется в пределах  $1780 \cdot 10^6$  —  $1850 \cdot 10^6$  лет.

### СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

На границе нижнего и среднего протерозоя Карельская геосинклиналь на территории Карелии превратилась в складчатую горную страну, в межгорных прогибах и внутренних впадинах которой началось накопление среднепротерозойских отложений.

Грубообломочный и нередко полимиктовый характер базальных конгломератовых и конгломерато-аркозовых толщ среднего протерозоя свидетельствует о быстром разрушении возникших горных сооружений и накоплении обломочного материала в межгорных впадинах. Своеобразие осадконакопления этого начального этапа выражается в тиллитоподобном характере этих базальных конгломератов. Залегание сегозерской и онежской серий с крупным угловым несогласием на нижнепротерозойском складчатом основании и наличие базальных сланцев (химическая кора выветривания) как на базальных конгломератах и аркозах начала среднего протерозоя, так и на более древних нижнепротерозойских и архейских образованиях, подстилающих сегозерские и онежские отложения, указывают на глубокую денудацию и значительное выравнивание горной страны и интенсивное континентальное выветривание в условиях теплого и влажного климата. Преобладание серицитовых кварцито-песчаников с прослоями и горизонтами кварцевых конгломератов и кварцитов сегозерской серии и наличие в нем многочисленных перерывов в отложении, поверхностей размыва, прослоев конгломератов и косой слоистости потокового типа характеризуют эти толщи главным образом как континентальные отложения. Таким образом, эти конгломерато-кварцитовые толщи среднего протерозоя представляют собой образование типа ранних пресноводных моласс.

Во внутренних впадинах в условиях мелководных морских бассейнов, местами имевших лагунный характер, происходило накопление отложений онежской серии, представленных кварцито-песчаниками, карбонатными породами и глинистыми, кремнисто-глинистыми и шунгитовыми сланцами. В средней части разреза онежской серии развиты фации водорослевых доломитов и гематитоносных сланцев. Преобладающее прогибание межгорных прогибов и внутренних впадин, где накапливались среднепротерозойские отложения, периодически нарушалось восходящими движениями. Колебательные движения такого характера отчетливо запечатлелись в отложениях онежской серии, в которой устанавливаются три, местами четыре крупных цикла или трансгрессивно-регрессивных серий осадков, во многих случаях разделенных отчетливыми перерывами. По всей вероятности, частыми колебательными движениями были обусловлены многочисленные перерывы и размывы, имевшие место при отложении сегозерской серии.

В результате тектонических движений этого периода, развившихся на нижнепротерозойском складчатом основании и унаследовавших направление раннекарельской складчатости, среднепротерозойские отложения были дислоцированы с образованием широких пологих синклиналей — мульд и относительно узких, протяженных грабен-синклиналей, ограниченных краевыми сбросами (позднекарельская складчатость). Эти

дислокации сопровождалась внедрением основной магмы, давшей начало пластовым и дайковым телам габбро-диабазов. В конце среднего протерозоя тектонические движения сопровождаются довольно интенсивной магматической деятельностью и накоплением эффузивно-туфогенных толщ суйсарской серии и серии Ветреного пояса в Южной и Юго-Восточной Карелии с сопровождавшими их мелкими гипабиссальными интрузиями основных и ультраосновных пород. Эти вулканы конца среднего протерозоя, имея явно спилитовый характер, отличаются от более ранних вулканических образований нижнего и частью среднего протерозоя меньшей интенсивностью метаморфизма.

Геологическая история среднего протерозоя характеризует последний заключительный этап развития карельской геосинклинали на территории Карелии, в течение которого произошла окончательная ее консолидация и превращение всей области карелид вместе со спаянными с ней Беломорским и Свеко-Фенским массивами архея в обширную верхнепротерозойскую платформу.

### **ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ**

В верхнепротерозойском этапе истории геологического развития территории Карелии приходится судить по осадочным и магматическим комплексам этого периода, развитым только в южной части республики. Общий план размещения верхнепротерозойских образований по западной, южной и восточной окраинам Балтийского щита приводит к предположению, что значительно большая центральная часть щита, включая и почти всю территорию Карелии, представляла в это время обширную приподнятую область, где преобладали процессы денудации и сноса.

В Южной Карелии (Западное Прионежье) верхнепротерозойские отложения представлены иотнийской серией кварцито-песчаников, алевролитов и песчано-глинистых сланцев. Эти терригенные осадки, отлагавшиеся в условиях крайнего мелководья (частью же представлявшие дельтово-речные отложения), по-видимому, заполняли неглубокие депрессии на пенепленизированной поверхности глубоко эродированного доиотнийского складчатого основания. Наличие в обломочном материале базальных горизонтов иотнийской серии гальки среднепротерозойских пород, в том числе и вулкаников суйсарской серии, указывает на пред-иотнийский период размыва, существовавший в послесреднепротерозойское время. Вместе с тем направление сноса терригенного материала, так же как и присутствие обломков суйсарских пород в составе иотнийских отложений, свидетельствует о привносе обломочного материала, главным образом из области, расположенной непосредственно севернее современной площади распространения верхнепротерозойских кварцито-песчаниковых толщ, в течение всего времени накопления последних (Галдобина, 1958).

Пологие впадины — синеклизы (!), в которых сохранились иотнийские отложения, унаследовавшие направление складчатых структур карелид, по-видимому, возникли в связи с постумными движениями карельской складчатости. Особенности иотнийских терригенных толщ Карелии позволяют рассматривать их в качестве поздних моласс карелид.

Магматическая деятельность верхнего протерозоя проявилась в образовании платформенных интрузий гранитов рапакиви и габбро-диабазов траппового характера.

Проявление верхнепротерозойского кислого и основного магматизма в южной части Балтийского щита (включая и Южную Карелию)

А. А. Полканов (1956) ставит в связь с возникновением в это время большой субширотной флексуры вдоль южной окраины щита. Флексурный изгиб, по мнению А. А. Полканова, возник вследствие поднятия области современного Балтийского щита относительно остальной части иотнийской (Русской) платформы, впоследствии покрытой палеозойским осадочным чехлом. Тем самым обособление Балтийского щита в составе Русской платформы наметилось уже в верхнем протерозое. Возможно, в это же время возникали расколы и в других частях данной территории Карелии, где теперь отмечаются небольшие дайковые интрузии основных пород, очень сходных с иотнийскими габбро-диабазами Южной Карелии.

Более поздними были тектонические движения, разбившие верхнепротерозойские осадочные и магматические комплексы системой мелких сбросов. Возможно, примерно к этому же времени относится интрузия габбро-щелочных пород оз. Еletzозеро в Северной Карелии, которые имеют абсолютный возраст, близкий к абсолютному возрасту гранитов рапакиви.

Период времени между формированием верхнепротерозойских осадочных и магматических комплексов Южной Карелии и накоплением нижнепалеозойских отложений осадочного чехла Русской платформы остается пока неясным. С одной стороны, иотнийские отложения, представляющие собой нижние члены указанного осадочного чехла, рассматриваются как образования, стоящие ближе по времени к палеозою (эопалеозой, по Полканову). С другой стороны, абсолютный возраст гранитов рапакиви и, быть может, прорывающих иотнийские отложения габбро-диабазов в  $1620 \cdot 10^6$  лет свидетельствует о длительном послепалеозойском — допалеозойском перерыве, недокументированном какими-либо геологическими образованиями, и приближает период иотния к времени возникновения карелид. Эти разноречивые данные пока оставляют пробел в геологической истории данной территории без удовлетворительного, достаточно убедительного объяснения.

## ПАЛЕОЗОИ

Палеозойская история геологического развития на территории Карельской АССР документированно восстанавливается только в самой южной и юго-восточной ее частях. Отложению осадков палеозоя предшествовал длительный континентальный перерыв, о чем свидетельствует кора выветривания, местами сохранившаяся под кембрийскими образованиями на поверхности слагающих кристаллический массив архейских и протерозойских пород.

Площадь развития в Карелии палеозойской осадочной толщи в геоструктурном отношении представляет собой окраину северо-западного борта Московской синеклизы, зарождение которой относится к началу отложения палеозоя. Расположенная в непосредственной близости к выступу кристаллического массива Балтийского щита, служившего областью сноса, она на протяжении всей палеозойской эры оставалась зоной краевых отложений многократно трансгрессировавших в ее пределы морей.

С конца протерозоя произошел ряд значительных погружений территории северо-запада Русской платформы, приводивших к морским трансгрессиям, большей частью распространявшимся и в пределы опираемой окраинной области. Погружения сменялись поднятиями, вызывавшими перерыв в осадконакоплении и размыв отложившихся ранее



образований. На фоне погружений и поднятий большой амплитуды происходила более мелкая пульсация, сказывавшаяся лишь на фациальном составе осадков.

Нижнекембрийская трансгрессия оставила на рассматриваемой территории следы в виде отложений горизонтов от гдовского до синих глин. Следующий этап осадкообразования наступил после значительного перерыва, как видно из отсутствия на площади Карелии отложений среднего и верхнего кембрия, ордовика, силура и большей части девона, который представлен только верхним отделом.

Нижнекаменноугольное море залило южную окраину Карелии лишь в тульско-алексинское время и покинуло ее во второй половине намюрского века.

Последней из морских трансгрессий, охвативших и рассматриваемую площадь, была среднекаменноугольная: море достигло территории Карелии во второй половине московского века. К концу его начался новый подъем территории, вызвавший перерыв в осадконакоплении, который длился, по-видимому, вплоть до четвертичного периода. Не исключено, однако, что в какой-нибудь момент этого длительного промежутка времени на описываемой площади снова происходило отложение осадков, которые были уничтожены позднее под воздействием эрозии и ледникового выпаживания.

На большей же части территории Карелии, где на дневную поверхность выступают кристаллические образования докембрия, история геологического развития с конца верхнего протерозоя до кайнозоя остается по существу неизвестной. Однако есть основания полагать, что в течение этого огромного промежутка времени здесь неоднократно эпохи тектонического покоя сменялись периодами более интенсивных тектонических движений, обусловивших возникновение многочисленных разломов и вертикальные перемещения отдельных блоков.

Отсутствие дочетвертичных осадочных пород моложе верхнепротерозойского возраста на территории Карелии (исключая ее юго-восточную часть) является доказательством общей тенденции региона к поднятию, которую он испытывал в последокембрийский период геологической истории. Поднятия были, по-видимому, более интенсивными на севере, чем на юге, что повлекло на территории Северной Карелии более глубокий эрозионный срез геологических структур (Апухтин, 1959).

## КАИНОЗОИ

### Палеоген—неоген

Начальная эпоха кайнозойской эры характеризовалась в Карелии относительным тектоническим покоем. В это время процессы денудации обусловили выравнивание поверхности кристаллических пород и привели к формированию к концу палеогена пенеплена.

Затем снова возобновилось общее поднятие щита, в результате которого сформировался характерный для районов развития протерозойских осадочно-метаморфических образований Карелии обращенный рельеф.

Новая эпоха тектонического покоя, имевшая место предположительно в конце миоцена (Шарков, Апухтин, 1959), привела к образованию обширных пенепленизированных областей, приуроченных преимущественно к площадям развития архейских гнейсов и гнейсо-гранитов, в то

время как в районах развития устойчивых протерозойских пород скульптурные формы, возникшие в период предшествующего подъема, уничтожены денудацией не были.

Тектонические движения, проявившиеся, по-видимому, в конце третичного периода, в Карелии привели к обновлению более ранних, частью залеченных разломов, а также к возникновению крупнейших грабенообразных понижений, занятых в настоящее время Белым морем, Ладожским, Онежским озерами и другими крупными водоемами. В это же время происходило поднятие отдельных крупных блоков, которое проявлялось более интенсивно на севере в районах, граничащих с Мурманской областью и Финляндией, где отпрепарированные эрозией интрузивные массивы достигают относительной высоты до 400—500 м.

Несомненно молодой, вероятно неогеновый возраст тектонических проявлений, с которыми связаны главные черты современного рельефа восточной части Балтийского щита, устанавливается по аналогии с соседним Скандинавским полуостровом, островами Норвежского моря и о-вом Шпицберген<sup>1</sup>.

### Четвертичный период

Четвертичное время на территории Карелии характеризуется периодическим развитием материковых льдов, вследствие чего Балтийский щит, являвшийся областью накопления фирна, испытывал значительные опускания, обусловленные ледниковой нагрузкой, и компенсационные поднятия в межледниковые века. Амплитуды гляциоизостатических движений, вероятно, были прямо пропорциональны мощности, а следовательно, и размерам ледниковых щитов.

В межледниковые века в опущенных областях изостатическое равновесие восстанавливалось значительно медленнее, чем эвстатические повышения уровня моря, вызванные таянием материковых льдов. В связи с этим в ледниковые и межледниковые века на территории Карелии формировались различные по генезису отложения — моренные и водные, преимущественно морские и озерно-ледниковые осадки.

В настоящее время насчитываются пять материковых оледенений на территории Северной Европы, не считая стадий «большого вюрма», часть которых многими исследователями рассматривается, как самостоятельные оледенения (Яковлев, 1956; Апухтин, 1957; Gudelis, 1958; Покровская, Шарков, Яковлева, 1959).

На территории Карелии хорошо сохранились только отложения последнего оледенения и осадки поздне- и послеледникового времени, что объясняется интенсивной эрозийной деятельностью материковых льдов предшествовавших оледенений.

О сложной геологической истории Карелии в нижне- и среднечетвертичное время, а также значительного отрезка новочетвертичного времени, можно судить лишь по документам, сохранившимся по периферии кристаллического щита. На Карельском перешейке и Онежском полуострове, на границе щита с палеозойскими породами Русской платформы

<sup>1</sup> В указанных областях наблюдаются крупные разломы, нарушившие нормальное залегание юрских, меловых, нижнетретичных — палеоценовых и эоценовых осадочных пород, и значительные вертикальные перемещения поверхности третичного пене-плена (Vogt, 1922; Keinde, 1935; Tanner, 1938; Orvin, 1940). Проявления тектоники местами сопровождалась интенсивной вулканической деятельностью, с которой связаны излияния третичных базальтов, известных на юге Скандинавии и в других районах северной Атлантики (Holstedahl, 1953).

наблюдается неоднократное переслаивание ледниковых и межледниковых образований. Значительная мощность морен и разделяющих их осадков свидетельствует о том, что и на территории Карелии они имели повсеместное распространение.

Нижние горизонты четвертичной толщи формировались, по-видимому, в значительной мере за счет палеозойских карбонатсодержащих пород, которые в дочетвертичное время, вероятно, были распространены в Карелии более широко, чем в настоящее время. Об этом свидетельствует карбонатизированный состав мелкозема морены и межледниковых отложений у ст. Княжая Губа, условно отнесенных к среднечетвертичному отделу. Ледниковые щиты, покрывавшие территорию Карелии в верхнечетвертичное время, почти полностью уничтожили эти образования, а остатки их были настолько уплотнены, что приобрели исключительную твердость и скорлуповатую отдельность (Апухтин, 1957). Кристаллические породы почти всюду несут следы интенсивного ледникового выпаживания и верхние горизонты их в значительной мере срезаны материковым льдом, о чем можно судить по количеству обломков карельских пород в виде гальки, щебня и валунов, встречаемых на территории Русской платформы.

От разрушительной деятельности молодых ледниковых щитов лишь в наиболее защищенных местах сохранились отложения третьего нового межледниковья. Известны они только лишь в одном пункте в западной части впадины Онежского озера, в окрестностях г. Петрозаводска. В понижениях рельефа кристаллических пород местами сохранилась и морена, обнаруженная глубокими выемками и скважинами, вдоль трассы Беломорско-Балтийского канала.

Несколько лучше сохранились морские осадки четвертого ново-межледниковья, синхронизируемые с отложениями мгинской трансгрессии Ленинградской области. Но эти образования устанавливаются тоже только в углублениях рельефа кристаллических пород.

Относительно стратиграфического положения «мгинско-карельской» межледниковой толщи нет единого мнения. Некоторые исследователи (Лаврова, 1946) все межледниковые отложения, наблюдаемые в северо-западных областях Европейской части Союза, рассматривают как единый стратиграфический горизонт, разделяющий морены вюрмского и рисского оледенений. Однако здесь необходимо сказать, что эта точка зрения не подтверждается данными структурного бурения, проведенного на Онежском полуострове и Карельском перешейке, где скважины пересекли три толщи межледниковых отложений (Апухтин, Покровская и др., 1959 г.).

Льды последнего оледенения, о котором имеются наиболее полные представления, по территории Карелии двигались со стороны Скандинавии веерообразно в трех основных направлениях. Наиболее северный поток двигался в восточном направлении по Северной Карелии во впадину Белого моря. В районе Центральной Карелии движение льдов имело юго-восточное направление с значительным отклонением к югу на территории, граничащей с Архангельской областью. В Юго-Западной Карелии направление движения льдов было юго-восточным, близким к меридиональному.

Последнее оледенение было самым маломощным и за пределы Карелии продвинулось на незначительное расстояние только в районе впадины Белого моря и периферии северных окраин Ленинградской области, Эстонии, Латвии и Калининградской области.

В процессе таяния (сокращения) этот ледник, названный Карельским в связи с распространением его морены преимущественно в Карелии, неоднократно давал осцилляторные подвижки.

С наиболее ранней осцилляцией связано возникновение ледниковых языков, продвигавшихся по депрессиям Онежского, Ладожского озер и впадине Финского залива, что устанавливается по наличию осцилляторной морены в Южной Карелии и краевым аккумулятивным образованиям.

Вторая ясно выраженная полоса краевых образований, маркирующая длительную остановку ледникового края, пересекает Центральную Карелию от Финской границы до Белого моря через пос. Реболы, озера Тикше-Озеро, Вен-Озеро, Шуй-Озеро.

Следов других более поздних образований, связанных с осцилляциями ледникового края на территории Карелии, не наблюдается, исключая маргинальную гряду Сальпаусселькя I, незначительный по протяженности отрезок которой заходит из Финляндии на территорию Карелии в районе Северо-Западного Приладожья.

Знаменательным событием позднеледниковья является значительное обводнение территории Карелии.

По мере сокращения ледникового щита талые воды скапливались у его края, образуя обширный озерно-ледниковый бассейн, так называемое, первое балтийское ледниковое озеро. Этот бассейн захватывал значительную часть Восточной Финляндии и пониженные районы Карелии. На севере его подпругивала отшнуровавшаяся глыба материкового льда, заполнявшая впадину Белого моря. В юго-западной части балтийской впадины берегом озерного бассейна являлся активный лед, занимавший территорию Южной Швеции.

Отступление ледника на юге Скандинавии и таяние «мертвого» льда во впадине Белого моря, обусловили слияние Атлантического океана и Баренцева моря, с пресноводным Балтийским бассейном, его осолонение и понижение уровня. Образовавшийся морской бассейн известен в литературе под названием I иольдиевого моря (по Saugato или карельского ледникового моря, по Нууррә).

В этот период Карелия представляла собой обширный остров, омываемый с запада и востока мелководными морскими проливами. Лишь в северной ее части, где был более глубокий пролив, формировались местами сравнительно глубоководные осадки — илы и илистые глины, мощность которых нередко превышает 40—60 м\*.

В дальнейшем изменившиеся климатические условия повлекли быстрое сокращение ледника. Вследствие уменьшения ледниковой нагрузки в этот период увеличивается скорость эпейрогенического поднятия этой части суши — происходит разобшение Белого и Балтийского морей.

Дальнейшая геологическая история областей, разделенных Беломорско-Балтийским водоразделом, протекает по-разному, в связи с различной скоростью поднятия земной коры в северных и южных частях Карелии.

В районе Беломорского бассейна в результате бóльшей скорости изостатического неравномерного поднятия суши, по сравнению с эвстатическим повышением уровня океана, общая регрессия моря, продол-

\* Точка зрения о существовании Беломорско-Балтийского позднеледникового морского соединения оспаривается Г. И. Горецким (1951) и Г. С. Бискэ (1957).

жающаяся и в настоящее время, сменялась кратковременными трансгрессиями — портландия, фолас, тапес и другими более поздними. Наибольшей из них была трансгрессия тапес, вызванная значительным потеплением в арктических областях, что привело к интенсивному таянию современных ледниковых покровов. Из сказанного очевидно, что со времени Карельского ледникового моря размеры морского бассейна на севере Карелии постепенно сокращались, но связь с океаном была постоянной.

К югу от Беломорско-Балтийского водораздела площади, занятые морем, также сокращались, но в отличие от Северной Карелии здесь наблюдалось двукратное опреснение бассейна. Первое опреснение было вызвано осциллирующей ледника на территории южной части Швеции, временно прервавшей связь I иольдиевого моря с Атлантикой, вследствие чего произошло его опреснение и возникновение II балтийского ледникового озера. Второе опреснение, падающее на начало послеледниковое время, было вызвано причинами тектонического характера, в результате которых образовался перешеек, соединявший южную Швецию и Данию.

Будучи отделено от океана, II иольдиевое море превратилось в пресноводный бассейн, называемый анциловым озером. Спуск анцилового озера также был обусловлен отрицательными тектоническими движениями в районе Датских проливов.

Наступившая затем трансгрессия, известная под названием литориновой, по времени совпадающая с трансгрессией тапес на севере, была обусловлена эвстатическим повышением уровня океана.

Таким образом, в Южной Карелии происходило неоднократное изменение уровней осолоненных и пресных водных бассейнов, обусловившее различный генезис осадков, что являлось знаменательным для территории Онежско-Ладожского перешейка и особенно для района Ладожского озера.

## ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНИТНОГО ПОЛЯ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Магнитное поле Карельской АССР, имея в целом беспокойный характер, отчетливо отражает структуры и особенности состава кристаллических образований юго-восточной части Балтийского щита.

На фоне нормального, а местами несколько пониженного магнитного поля (от +200 до —200 гамм) наблюдается большое количество протяженных полосовых аномалий, имеющих в основном северо-западное, значительно реже широтное или северо-восточное простирание, а также ряд отдельных локальных магнитных аномалий, иногда значительной интенсивности.

Нормальные и пониженные магнитные поля наблюдаются преимущественно в северо-восточной, частично центральной и западной частях рассматриваемой территории и соответствуют крупным структурным зонам, представляющим собой антиклинальные поднятия, Прионежской впадине и некоторым областям развития кислых интрузивов; повышенные и переменные магнитные поля отвечают крупным синклинорным зонам, располагающимся в центральной части территории. Это находит свое объяснение в магнитных свойствах комплексов пород, слагающих те или иные структуры. Антиклинорные зоны сложены в основном немагнитными породами кислого ряда (гнейсы и гранитоиды), а синклинорные области — преимущественно комплексами осадочно-вулканических пород, среди которых значительным развитием пользуются магматические образования основного состава.

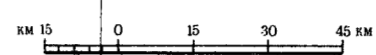
Среди тех и других зон весьма интенсивными магнитными аномалиями отмечаются отдельные интрузии ультраосновных пород, массивы основных и щелочных пород, а также крутопадающие дайковые тела основного состава.

Древнейший Беломорский блок (рассматриваемый как крупнейший антиклинорий, сложенный главным образом различными по составу гнейсами архея) характеризуется в общем спокойным, нормальным магнитным полем. При этом в восточной части Северной Карелии, на побережье Белого моря, наблюдаются поля отрицательного значения порядка —200 и 300 гамм. При движении на запад и северо-запад преобладают нормальные и слабоповышенные значения  $Z_a$ .

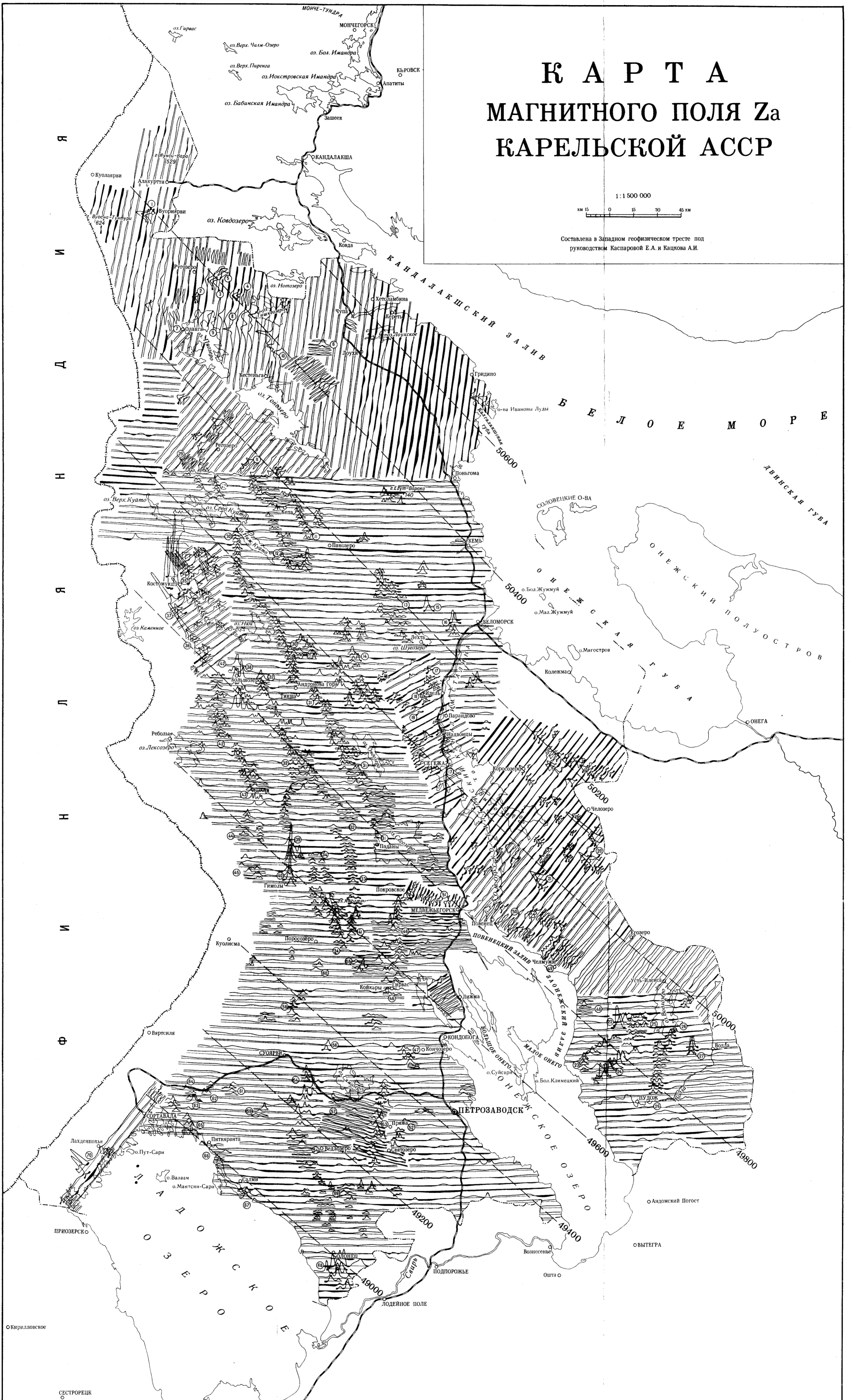
На фоне общего спокойного магнитного поля, наблюдаемого над беломоридами, выявлено несколько локальных, небольших по площади, аномалий интенсивностью от 400 до 1500 гамм. Примером последних являются аномалии в районе ст. Чупа, Калгалакшской губы Белого моря. Аномалии вызваны, как правило, интрузиями основных и ультраосновных пород друзитовой серии. Только на северо-западе (в пределах рассматриваемой части Беломорского блока) выделяется значительная по размерам и интенсивности (до 5000γ), хорошо локализо-

# КАРТА МАГНИТНОГО ПОЛЯ За КАРЕЛЬСКОЙ АССР

1:1 500 000



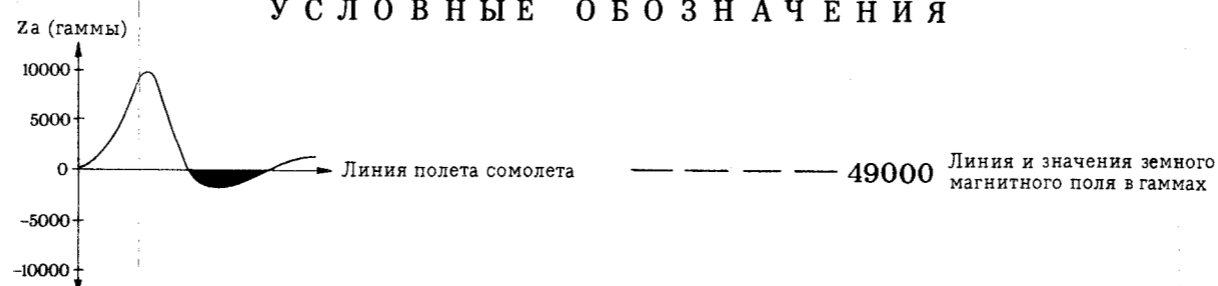
Составлена в Западном геофизическом тресте под руководством Каспаровой Е.А. и Кацкова А.И.



## СПИСОК АНОМАЛИЙ И АНОМАЛЬНЫХ ЗОН

- |                       |                     |                   |                 |                        |                              |                 |  |                   |                      |
|-----------------------|---------------------|-------------------|-----------------|------------------------|------------------------------|-----------------|--|-------------------|----------------------|
| ① Вуориярвинская      | ④ Пяозерская        | ⑤ Кипозерская     | ⑫ Кополозерская | ⑬ Белозерская          | ⑭ Кимасозерская              | ⑮ Семеновская   | ⑯ Повенецкая группа                      | ⑰ Улягская        | ⑱ Суйстамоярвинская  |
| ② Ципригская          | ⑥ Лупчигская        | ⑦ Беломорская     | ⑬ Никитинская   | ⑭ Нюкозерская          | ⑮ Кондонская                 | ⑯ Супоярвинская | ⑰ Медвежьгорская                         | ⑱ Суоярвинская    | ⑲ Импилахтинская     |
| ③ Невгозерская        | ⑧ Ельтезерская      | ⑨ Сегезская       | ⑭ Авдеевская    | ⑮ Сегозерская          | ⑯ Большозерская              | ⑰ Лубоярвинская | ⑱ Прижинская                             | ⑲ Хисьярвинская   | ⑲ Питкярантская      |
| ④ Кундозерская        | ⑩ Миколовская       | ⑪ Парандовская    | ⑮ Алатозерская  | ⑯ Маслозерская         | ⑰ Гимольская II (Межозерная) | ⑱ Койкарская    | ⑲ Мангинская                             | ⑲ Костомуксинская | ⑲ Салминская         |
| ⑤ Хангас              | ⑫ Роппомозерская    | ⑬ Идельская       | ⑯ Суомозерская  | ⑰ Янгозерская          | ⑱ Гальозерская               | ⑲ Гальозерская  | ⑲ Хаутоваро-Ведлозерская аномальная зона | ⑲ Уксуярвинская   | ⑲ Олонская           |
| ⑥ Магнетитовая варака | ⑬ Шуозерская        | ⑭ Каменноозерская | ⑰ Нигозерская   | ⑱ Янгозерская          | ⑲ Совдозерская               | ⑲ Пудожгорская  | ⑲ Симчеренская аномальная зона           | ⑲ Романовская     | ⑲ Вагозерская группа |
| ⑦ Кивакка             | ⑮ Тунгудская группа | ⑯ Рыбозерская     | ⑲ Ухтинская     | ⑳ Костомукшская группа | ⑲ Лузингская                 | ⑲ Челмужская    | ⑲ Чалкинская                             | ⑲ Коккосельинская | ⑲ Ланденпоинская     |

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



ванная магнитная аномалия, называемая Вуориярвинской (1) \*. Вызвана она Вуориярвинской интрузией основных и щелочных пород центрального типа, несущей магнетит-перовскитовое и редкометальное оруденение. По возрасту интрузия предположительно относится к палеозою.

Южнее и западнее беломорид рядом отдельных магнитных аномалий отмечаются метаморфизованные осадочно-вулканические образования Северо-Карельской синклинойной зоны. Простираение этих образований меняется от меридионального на севере до широтного и юго-восточного на юге. Осадочные породы этой структуры, а также эффузивы основного состава, развитые на севере (к югу от ст. Куолаярви), характеризуются пониженным слабопеременным магнитным полем. На фоне этого поля выделяются крупные локальные магнитные аномалии вытянутые в направлении, близком к широтному, согласно общему простираению пород синклинория. Интенсивность их колеблется от 500 до 3000 γ, протяженность составляет от 2—3 до 10 км.

В западной части синклинойной зоны к такого рода аномалиям относятся аномалии над массивами Ципринга (2) и Кивакка (7). В центральной части этой зоны следует отметить Невгозерскую (3), Кундозерскую (4), Хангос (5) и некоторые другие более мелкие аномалии. Все они связаны с массивами основных и ультраосновных пород протерозоя, обычно дифференцированными и несущими местами бедное сульфидное медно-никелевое оруденение.

В юго-восточной части зоны, где она приобретает несколько иное, северо-западное, простираение и на поверхности обнажаются более глубинные части структуры, отмечается сравнительно небольшая по интенсивности магнитная аномалия (1500—2000 γ). Как установлено поверочными работами, она связана с амфиболитами Магнетитовой варакы, содержащими прослой железистых кварцитов небольшой мощности (6). Южнее этой аномалии Северо-Карельская синклинойная зона воздушной съемкой не прослеживается.

Северо-Карельский антиклинорий в восточной и западной частях характеризуется в общем нормальным, местами слабоповышенным магнитным полем, что вполне соответствует полю, создаваемому развитыми здесь гранитами и их мигматитами. Лишь в северной части структуры этот характер поля резко нарушается присутствием ряда аномалий, различных по размерам, форме и интенсивности. Простираение этих аномалий меняется от широтного на западе до меридионального и северо-западного на востоке, но в общем хорошо согласуется с направлением простираения Северо-Карельской синклинойной зоны.

Значительными размерами по площади, напряжением до 5500 гамм и широтным простираением характеризуется Пяозерская аномалия (8), продолжением которой на западе является, по-видимому, аномалия о-ва Лупчинга (9). Природа Пяозерской аномалии до сих пор точно не установлена. Судя по расплывчатой форме и характеру графиков *Z<sub>a</sub>*, можно предполагать, что аномалия вызвана крупной, не везде выходящей на поверхность, интрузией основных пород, несущей вкрапленность магнетита. На о-ве Лупчинга и на северо-восточном берегу оз. Пя-Озеро (в районе горы Тако-Тундра) известны небольшие тела и дайки основных пород. Расположенная юго-восточнее ее Елетьозер-

\* Номер в скобках соответствует номеру аномалии или аномальной зоны на карте магнитного поля КАССР.



ская аномалия (10) имеет северо-западное, близкое к меридиональному, простирание и интенсивность до 7500 γ. Эта аномалия, как установлено наземными горно-буровыми и геофизическими работами, связана с крупной дифференцированной интрузией основных и щелочных пород, несущей значительное ильменит-магнетитовое оруденение. Остальные аномалии в этой зоне, выявленные к северу от оз. Топ-Озеро, интенсивностью от 1000 до 2000 γ, менее значительны по площади и, вероятно, связаны с небольшими телами основных пород, залегающих среди гнейсо-гранитов архея.

К югу и юго-востоку от рассмотренных структурных зон Карелии, располагается Восточно-Карельская синклинирная зона. Она охватывает восточные районы КАССР и прослеживается от оз. Топ-Озеро на севере до оз. Выг-Озеро на юге, уходя далее за пределы территории республики в область возвышенности Ветреного пояса. Магнитное поле этой зоны неоднородно, имеет переменный характер и в общих чертах соответствует геологическому строению ее.

В северной части зоны преобладает слабо повышенное магнитное поле, измеряемое первыми сотнями гамм. Для южной половины зоны, где широко развиты молодые граниты, характерны относительно более низкие и переменные значения магнитного поля, колеблющиеся в пределах от +200 до -200 γ.

На фоне в общем спокойного и невысокого напряжения магнитного поля этой крупной структуры отчетливо выделяются аномальные зоны значительной протяженности и отдельные локальные магнитные аномалии, иногда изометричной формы.

Аномальные зоны, отмечаемые преимущественно в северной части структуры, имеют выдержанное северо-западное простирание, переменный характер поля интенсивностью от 800 до 3000 γ; протяженность их иногда достигает 80—100 км. Соответствуют они осадочно-вулканическим образованиям нижнего и среднего протерозоя, которые сохранились локально среди архейского кристаллического основания.

Породы спилито-кератофиرو-сланцевой формации нижнего протерозоя (полосы Топ-Озеро—Шуе-Озеро) отмечаются Микколевской (11) и Роппомозерской (12) магнитными аномалиями, которые прослеживаются в виде двух ветвей, соединяющихся на юге в районе с. Луккинаволок и на севере — несколько южнее оз. Топ-Озеро. Это свидетельствует о замкнутом характере синклиналиной структуры, сложенной данными образованиями. Западное крыло ее еще видимо недостаточно изучено вследствие плохой обнаженности этой части площади.

Максимальными значениями поля отмечаются породы основного состава (диабазы, габбро-диабазы, некоторые разности амфиболитов и зеленых сланцев), пониженными и нормальными — кислые эффузивы и осадочные породы.

Повышенным переменным магнитным полем отмечаются метадиабазы и зеленые сланцы района оз. Шуе-Озеро (13). Кварциты, широко известные в периферийных частях структуры этих образований, аэромагнитной съемкой, естественно, не отмечаются.

Этому же комплексу пород соответствует и группа Тунгудских магнитных аномалий (14) \*, выявленная в районе озер Березово и Тунгудское. Простирание аномалий этой группы меняется от меридио-

\* Отдельные близлежащие аномалии для краткости и удобства рассмотрения связи их с определенным комплексом пород — объединены в группы.

нального на севере до северо-западного на юге, интенсивность колеблется от 500 до 3000 γ. Переменный характер поля аномалий этой группы объясняется неоднородностью состава вызывающих их пород. Кроме того, из изучения магнитных свойств пород известно, что среди метадиабазов, метамандельштейнов и зеленых сланцев встречаются как магнитные, так и немагнитные разности. Первым из них, видимо, и соответствуют магнитные аномалии.

К востоку от аномальной зоны Шуе-Озеро выделяются по своей интенсивности (достигающей 4000 γ) две аномалии: Кипозерская (15) и Беломорская (16). Первая из них имеет северо-западное простирание, вторая — близкое к меридиональному. Обе аномалии связаны с амфиболитами и амфиболитовыми сланцами нижнего протерозоя.

Группой полосовых аномалий отмечаются осадочно-вулканические образования нижнего протерозоя, сохранившиеся в пределах Восточно-Карельской синклинойной зоны в виде мелких структур в районе ст. Сегежа и с. Парандово. Аномалии эти характеризуются наличием нескольких максимумов (двух-трех) по каждому профилю, не повторяющихся обычно на соседних профилях. Наиболее протяженной из них является Сегежская аномалия (17), представляющая собой обширную аномальную полосу шириной от 1 до 3 км, прослеживающуюся вдоль железной дороги более чем на 60 км от реки Тунгуда на севере до ст. Сегежа на юге. Простирание аномалии преимущественно меридиональное и только в северной части северо-западное. Интенсивность ее колеблется от 500 до 2500 γ. Несколько западнее с. Сумской в северо-западном направлении прослежена Парандовская аномалия (18). Протяженность ее около 10—15 км, интенсивность 500—1500 γ. Известное Парандовское месторождение серного колчедана отмечается максимумом в 2000 γ, что связано с присутствием в рудах пирротина.

Сегежская и Парандовская аномалии соединяются на севере и на юге (что особенно отчетливо видно по результатам детальной аэромагнитной съемки). Магнитными породами здесь являются амфиболиты и зеленые сланцы (частью слюдяные и филлитовидные), к которым приурочены залежи пирито-пирротиновых руд.

С этим же комплексом пород связана и Идельская магнитная аномалия (19) в районе оз. Идель. Она имеет северо-западное, близкое к широтному, простирание, протяженность около 15—20 км, тот же переменный характер графиков  $Z_a$ , но несколько меньшую интенсивность. Возможно, что эта аномалия является продолжением группы Тунгудских аномалий.

К востоку и юго-востоку от оз. Выг-Озеро, где преимущественно развиты граниты архея, магнитное поле осложнено рядом локальных аномалий интенсивностью от 500 до 2000 γ. Среди них по напряженности магнитного поля особенно выделяется Каменноозерская магнитная аномалия (20), достигающая при съемке с воздуха 12 000 γ. Эта аномалия, согласно данным буровых работ, связана с массивом сильно серпентинизированных перидотитов.

Остальные локальные магнитные аномалии, по аналогии с уже проверенными, следует связывать с небольшими по размерам телами основных и ультраосновных пород. Только на севере, уже в северо-западной части кряжа Ветреного пояса, отмечается значительная по протяженности и выдержанная по простиранию магнитная аномалия интенсивностью от 500 до 2500 γ, связанная с интрузией габбро-диабазов.

Особое место по своей геологической природе в пределах данной синклиниальной зоны занимает сравнительно небольшая по протяженности, но значительная по интенсивности Рыбозерская магнитная аномалия (21), расположенная в 50 км восточнее г. Медвежьегорска. Максимальное напряжение магнитного поля при съемке с воздуха составляет 4000 γ, на земле 80 000—100 000 γ. Скважины, пройденные в последние годы с целью проверки природы этой аномалии, вскрыли амфиболо-магнетитовые сланцы и залегающие среди них мелкие тела измененных ультраосновных пород, несущих вкрапленность сульфидов. Породы имеют выдержанное северо-западное простирание, очень крутое падение и, судя по данным наземной магнитной съемки, слагают несколько горизонтов.

Через центральную часть Карелии, с северо-запада на юго-восток, приблизительно от широты южного берега оз. Пя-Озеро (через озера Нижнее Куйто и Онд-Озеро) до г. Медвежьегорска проходит полоса относительно спокойного, нормального магнитного поля, значения которого колеблются в пределах от 100 до 200—300 γ. Соответствует она древним образованиям гранитного состава Центрально-Карельского антиклинория. Лишь несколько очень мелких, локальных магнитных аномалий небольшой интенсивности в пределах этой полосы отмечаются на карте графиков  $Z_a$  в районе оз. Рөг-Озеро (на севере) и несколько восточнее оз. Сег-Озеро (на юге).

В районе Восточного Заонежья, где данная структура имеет продолжение и несколько расширяется к югу, магнитное поле, в целом имея тот же характер, нарушается рядом протяженных магнитных аномалий северо-восточного простирания, интенсивностью от 2000 до 8000—10 000 γ (аномалии: Копполозерская, Никитинская, Авдеевская и другие). Данные аномалии наглядно отражают особенности геологического строения восточной части Центрально-Карельского антиклинория. Онежские граниты здесь секутся дайками основных и ультраосновных пород, причем породам более основного состава и обогащенным магнитными минералами соответствуют и более интенсивные магнитные аномалии. Так, например, Копполозерская аномалия (22), имеющая максимальную интенсивность при воздушной съемке 8000—10 000 γ, как показала проверка горно-буровыми работами, связана с серпентинитами; Авдеевская (24), достигающая на земле 40 000 γ, — габбро-диабазы, обогащенными вкрапленностью титаномагнетита; Никитинская (23), значение  $Z_a$  которой в среднем составляет 3000—4000 γ, — с габбро-норитами и т. д. Не установлена в настоящее время природа Агатозерской (25), Сумозерской (26) и Нигрозерской (27) магнитных аномалий, но, по всей вероятности, они также связаны с интрузиями основных пород.

Центрально-Карельский антиклинорий разделяет Восточно- и Западно-Карельскую синклиниальные зоны. Западно-Карельская синклиниальная зона характеризуется большими площадными размерами и охватывает часть западных, центральных и южных районов Карелии. Комплекс геологических образований, слагающих эту зону, разнообразен как по своему минералогическому составу, так и положению в разрезе, что находит отражение и на карте магнитного поля.

На фоне слабopоложительного магнитного поля, отмечаемого величинами порядка 200—300 γ и реже несколько меньшими, выделяются различные по величине и протяжению аномальные зоны, соответствующие в большинстве своем различным комплексам пород протерозоя,

слагающим более мелкие структуры в пределах данной зоны. Значительно реже они связаны с отдельными массивами основных и ультраосновных пород. Для северной части структуры характерны протяженные полосовые магнитные аномалии северо-западного простирання. В центральной и частично южной частях ее появляются уже аномалии меридионального простирання. В южной же Карелии, кроме того, наблюдается много мелких изолированных друг от друга магнитных аномалий, имеющих изометричную или эллипсовидную форму с различной ориентировкой.

Среди протяженных полосовых аномалий отчетливо различаются два типа:

1) аномалии с переменным магнитным полем, имеющие два, три, а иногда и четыре максимума, и 2) линейно вытянутые аномалии, обычно с одним максимумом и более резким градиентом.

Первая группа аномалий связана, как правило, с комплексом осадочно-вулканических образований нижнего и среднего протерозоя, вторая же — с гнейсо-сланцевой толщей гимольской серии нижнего протерозоя.

В северной части Западно-Карельской синклинойной зоны, по ее восточной границе, отчетливо прослеживаются полосовые аномалии первого типа. Это Ухтинская (28) и Белозерская (29) аномалии, интенсивностью 1500—2500 γ, Ньюкозерская аномалия (30), протягивающиеся в северо-западном направлении более чем на 100 км от оз. Нижнее Куйто до Андроновой Горы. Ширина Ньюкозерской аномалии 500—800 м, причем на всем протяжении величина аномалии (2000 γ) сохраняется так же, как и ее пилообразный характер. Это дает основание полагать, что породы, ее вызывающие, выдержаны по простиранию и имеют постоянный состав. Связаны эти аномалии с осадочно-магматическими образованиями среднего протерозоя, причем повышенными значениями магнитного поля отмечаются интрузии габбро-диабазов и диабазов, залегающие среди осадочных пород комплекса.

Такой же характер и геологическую природу имеет группа аномалий, расположенных между с. Андронova Гора, озерами Сег-Озеро и Порос-Озеро: Сегозерская (31), Маслозерская (32), Селецкая (33) и Янгозерская (34). Магматические образования, связанные с ними, принимают участие в строении установленных здесь протерозойских структур. Простирание аномалий хорошо согласуется с направлением простирания пород слагающих структуры, а их площадные размеры и формы соответствуют контурам этих древних складчатых структур, сохранившихся на современной поверхности.

Сегозерская аномалия, имея сравнительно простую форму и протяженность около 100 км, характеризуется сложным магнитным полем с максимальным напряжением до 2500—3000 γ.

К югу аномалия расширяется, распадаясь как бы на несколько ветвей, имеющих сравнительно небольшую интенсивность (1000—5000 γ).

Особенно четко прослеживается ее западная ветвь, окаймляющая в виде узкой полосы берег оз. Сег-Озеро. Сходное с ней строение имеет и Маслозерская аномалия. Янгозерская и Селецкая магнитные аномалии отличаются от других меньшими размерами как по ширине, так и по протяженности.

В ряде интрузий диабазов и габбро-диабазов, связанных с аномалиями этой группы, отмечена вкрапленность титаномagnetита (Янгозерская и Маслозерская).

Группа аномалий района с. Костомукша (35) объединяет более десятка аномалий, сходных по своему простиранию, характеру поля, геологической природе, и относится ко второму типу протяженных аномалий, выявленных в пределах Западно-Карельской синклинорной зоны. Интенсивность этих аномалий колеблется в широких пределах (от 4000 до 20 000  $\gamma$ ) и зависит от мощности рудных горизонтов терригенно-вулканогенной гимольской серии и содержания в них магнетита.

Аномалия, связанная с крупнейшим на территории Карело-Кольского региона Костомукшским месторождением железистых кварцитов, имеет максимальную интенсивность, при высоте съемки 150—200 м, 15 000—18 000  $\gamma$  и несколько отличное от других аномалий простирание. Так, в южной части аномалия имеет широтное простирание, в северной — меридиональное, образуя в целом дугу, обращенную выпуклостью к юго-западу. Среди других аномалий этой группы по своей интенсивности выделяются Кимасозерская (36) и Кондокская (37) магнитные аномалии, но отвечающие им рудные горизонты гимольской серии пока практического интереса не представляют.

Юго-восточнее Костомукшской группы аномалий, в центральной части Западно-Карельской синклинорной зоны, отмечается Большозерская аномалия (38), почти меридионального простирания. Максимальное напряжение поля ее составляет 6000  $\gamma$ . Аномалия разделяется на две ветви, соответствующие двум небольшим месторождениям железистых кварцитов типа Костомукшского (Хедозерское и Большозерское). Рудные горизонты имеют крутое падение и залегают близко к поверхности.

Значительно южнее, в районе озер Гимольских, выявлены большой интенсивности и линейного характера Гимольские магнитные аномалии (39—40). Они соответствуют известному Гимольскому месторождению железистых кварцитов, выявленному в результате аэромагнитной съемки в 1945 г. По интенсивности магнитного поля Гимольские аномалии почти сопоставимы с аномалиями Костомукшской группы, однако, Костомукшское месторождение в пять раз крупнее Гимольского.

При изучении магнитных свойств руды с Гимольского месторождения было установлено, что все они без исключения, наряду с высоким значением магнитной восприимчивости, обладают и высокой остаточной намагниченностью, значительно большей, чем руды Костомукшского месторождения.

К этому же типу аномалий, связанных с породами гимольской серии (возможно и парандовской), принадлежит и Совдозерская аномалия (41), расположенная значительно юго-восточнее Гимольских аномалий и менее значительная по размерам и интенсивности.

К западу от линии озер Большозеро—Гимольское расположена группа следующих друг за другом (с севера на юг) магнитных аномалий или аномальных зон, характеризующихся переменным магнитным полем, колеблющимся в пределах 500—3000  $\gamma$ . Это — Лузингская (42), Семеновская (43), Супоярвинская (44) и Лубоярвинская (45) магнитные аномалии. Простирание аномалий северо-северо-западное, близкое к меридиональному, протяженность от 25 до 95 км при ширине от 10 до 20 км. В пределах каждой из них отмечается несколько отдельных максимумов, прослеживающихся по ряду соседних маршрутов.

Данные геологической съемки и частично горных работ позволяют связывать аномалии этой группы с небольшими по мощности интрузиями диабазов и габбро-диабазов, залегающими среди осадочных

пород среднего протерозоя. При этом каждой из названных аномалий соответствует, видимо, несколько интрузивных тел основного состава, как это наглядно видно при рассмотрении Супоярвинской аномалии, состоящей из двух ветвей (восточной и западной).

Группой магнитных аномалий, сходных по характеру, конфигурации и градиенту, отмечаются аэромагнитной съемкой среднепротерозойские образования Онежской мульды.

Основной аномалией западного крыла этой структуры является Койкарская (46). Она прослеживается в меридиональном направлении на протяжении 70 км от с. Койкары на юге до с. Покровское на севере, ширина ее составляет 10—15 км. В северной части аномалии характер графиков  $Z_a$  довольно прост и выдержан по величине и форме. Преобладают значения поля интенсивностью в 3000 γ. В южной части, около с. Святнаволок, наблюдаются ответвления от основной оси аномалии, значения  $Z_a$  составляют 2000, реже 3000 γ. Менее интенсивной является центральная часть, где значения  $Z_a$  составляют 500 γ и даже наблюдается некоторое затухание поля.

Аномалий Койкарского участка связаны с интрузиями диабазов и габбро-диабазов, залегающими среди осадочных пород. С диабазами, несущими вкрапленность титаномагнетита, связана и Гальозерская магнитная аномалия (47), выявленная к югу от Койкарской аномалии, несколько западнее оз. Конч-Озеро. Интенсивность ее составляет 2500—3000 γ, протяженность 10—12 км, ширина 2 км.

Северо-восточное крыло Онежской мульды отмечается Пудожгорской (48), Челмужской (49) и группой Повенецких (50) магнитных аномалий, расположенных на восточном побережье Заонежского и Повенецкого заливов Онежского озера.

Пудожгорская аномалия имеет нечеткий характер, относительно небольшую интенсивность магнитного поля, которая в среднем определяется в 1000—1500 γ. Связана она с интрузиями габбро-диабазов, несущих титаномагнетитовое оруденение.

Крупнейшее Пудожгорское месторождение титаномагнетитовых руд отдельно не отмечается аэромагнитной съемкой, так как оно связано с пологопадающей интрузией габбро-диабазов. Как и другие интрузии прибрежной полосы, она создает слегка повышенное, расплывчатое магнитное поле.

Челмужская аномалия занимает площадь около 50 км<sup>2</sup>, характеризуется переменным магнитным полем, колеблющимся от 500 до 2500 γ. Сложный и переменный характер поля этой аномалии объясняется, как это показали результаты наземных геолого-геофизических работ, наличием здесь нескольких (4—5) пластовых интрузий диабазов и габбро-диабазов, магнитные поля которых влияют друг на друга. Породы эти содержат вкрапленность магнетита и ильменит-магнетита и залегают среди кварцитов и доломитов онежской серии.

Таковы же характер и геологическая природа других аномалий, расположенных в этой части структуры на берегу Повенецкого залива (50). От Челмужских аномалий они отличаются только несколько меньшими размерами по площади, имея то же четкое северо-западное простирание.

Аномалией, отражающей северный замок Онежской мульды, является Медвежьегорская магнитная аномалия (51). Простирание ее близко к широтному, характер графиков необычайно прост и выдержан по простиранию. На всем протяжении аномалии по маршрутам

прослеживаются в основном два максимума интенсивностью 2000—2500  $\gamma$ , соответствующие двум пластовым интрузиям диабазов, содержащим вкрапленность магнетита.

Суйсарский осадочно-вулканический комплекс и частично заонежско-лижемские метадиабазы, слагающие центральную часть Онежской мульды, характеризуются слегка переменным, преимущественно положительным, магнитным полем, обычно порядка 500  $\gamma$ .

Над кварцито-песчаниками и аркозами иотнийской серии, заполняющими Прионежскую впадину, преобладает нормальное или слегка отрицательное магнитное поле.

Небольшие колебания в напряжении магнитного поля над теми и другими образованиями как в сторону положительных, так и отрицательных значений, в большинстве случаев лежат в пределах погрешности измерений. Только в отдельных местах более заметные повышения в напряжении магнитного поля объясняются присутствием среди пород указанных комплексов мелких интрузий основных или ультраосновных пород (аномалии в районе о-ва Суйсари, на западном берегу Онежского озера и других местах).

В районе с. Пряжа, в зоне контакта иотнийских кварцито-песчаников с древними образованиями архея, известна так называемая Пряжинская (52) магнитная аномалия. Она имеет северо-северо-восточное простирание, протяженность около 15 км и интенсивность до 4000  $\gamma$ . Проверкой установлена связь этой аномалии с интрузией габбро-диабазов.

Островная, скрытая под водой и погруженная часть Онежской мульды, к сожалению, аэромагнитной съемкой не исследована.

Южная часть Западно-Карельской синклинойной зоны характеризуется более сложными и менее определенными закономерностями в распределении магнитных аномалий. Это тесно связано и с особенностями геологического строения Южной Карелии, где в пределах древнего реоморфизованного кристаллического основания гранитного состава сохранились реликты молодых более мелких синклинальных структур ранне- и позднекарельских образований и проявилась интрузивная деятельность магмы основного и кислого состава.

Раннекарельские образования терригенно-вулканогенной формации отмечаются Маньгинской аномалией (53). Эта аномалия интенсивностью от 2000 до 5000  $\gamma$  в виде узкой полосы меридионального простирания прослеживается на протяжении 60 км западнее г. Петрозаводска. В южной части ее наблюдается небольшое затухание. Для северной части характерен переменный характер поля. Связана аномалия с продуктивным комплексом пород гимольской серии. Амфиболо-магнетитовые кварциты и сланцы этой серии залегают здесь в виде отдельных параллельных горизонтов небольшой мощности и не выдержаны по простиранию. Этими факторами объясняется и сравнительно небольшая интенсивность аномалии и ее не типичный для месторождений магнетитовых кварцитов характер.

Образования спилито-кератофибро-сланцевой формации нижнего протерозоя (парандовская серия) отражаются аэромагнитной съемкой в южной части Карелии различными по размерам аномалиями с переменным характером поля. Наиболее крупной и интересной из них является Хаутоваро-Ведлозерская аномальная зона (54). Прослежена она в направлении близком к меридиональному на протяжении 80 км от ст. Хаутовара на севере до оз. Ведло-Озеро на юге. Ширина зоны

около 10—12 км. Интенсивность магнитного поля с высоты полета в 200 м колеблется от 500—1000 до 4000 γ. В пределах аномальной зоны развиты основные эффузивы, частично превращенные в зеленые сланцы и амфиболиты, кварцевые порфиры и кератофиры, различные по составу сланцы (серицитовые, графитистые, филлитовидные), местами вмещающие интрузии серпентинизированных перидотитов.

Полоса развития этих пород в данном районе чрезвычайно слабо обнажена и истинные границы распространения ее наметились только по результатам воздушной и наземной магнитных съемок. На прилагаемой карте магнитного поля эти границы характеризуются переходом с поля плавных, слегка повышенных значений  $Z_a$ , в поле резко меняющихся величин. При этом наиболее высокие значения магнитного поля внутри аномальной зоны, отмечаемые в районе пос. Хаутовара, Хюрсюля и оз. Нялм-Озеро, связаны с пирротинизированными графитистыми сланцами, залежами пирито-пирротиновых руд и массивами ультраосновных пород.

По данным геологической съемки южной границей распространения этих пород считалось оз. Ведл-Озеро. Результаты аэромагнитной съемки позволили отодвинуть ее на 10—15 км южнее этого озера.

Наземными геофизическими и геологическими исследованиями в пределах Хаутоваро-Ведлозерской аномальной зоны детально изучено более 30 участков. На 10 из них вскрыты залежи пирито-пирротиновых руд, соответствующие трем крупным месторождениям серного колчедана: Хаутоварскому, Шуйскому, Няльозерскому.

Зона повышенного и переменного магнитного поля, интенсивностью от 500 до 3500 γ, выявлена воздушной съемкой и к северо-востоку от ст. Хаутовара, западнее Койкарской аномальной зоны. Соответствует она сланцевому комплексу пород этой же формации, слагающей Корбозерский, Юркостровский и частично Линдозерский участки (55).

В результате дальнейших наземных геолого-геофизических исследований в пределах этих участков были выявлены залежи пирито-пирротиновых руд. Наиболее интересным и перспективным оказался Корбозерский участок, где было получено большое количество электроосей, часть из которых связана с пирито-пирротиновым оруденением.

Локальными аномалиями, незначительными по интенсивности и площади, отмечаются продуктивные горизонты формации, вмещающие Чалкинское (56) и Улягское (57) месторождения серного колчедана. Расположены они соответственно к северу и югу от оз. Сям-Озеро, между Хаутоваро-Ведлозерской и Маньгинской аномальными зонами.

Несколько повышенное магнитное поле, наблюдаемое в районе Улягской аномалии (к югу от оз. Сям-Озеро), связано с развитыми здесь зелеными сланцами и амфиболитами, а магнитная аномалия, выявленная на восточном берегу оз. Сям-Озеро, — с массивом основных и ультраосновных пород.

Реликты эродированных вулканогенных образований позднекарельского времени отмечаются аэромагнитной съемкой в районе ст. Суоярви (58), оз. Туломозеро (59) и других местах северной части Южной Карелии (60 и др. аномалии).

Аномалии, связанные с этими породами, имеют интенсивность от 1000 до 2500 γ, небольшие размеры и довольно выдержанный характер графиков. Максимальную интенсивность имеет Суоярвинская аномалия, отвечающая пластовой интрузии габбро-диабазов, содержащей вкрапленность магнетита и сульфидов.



Далее заслуживает внимания группа аномалий, опоясывающая с севера и запада Питкярантско-Туломозерский массив гранитов рапакиви. В северной приконтактной зоне его известны Уксуярвинская (61), Романовская (62) и Коккоселькинская (63) магнитные аномалии. Первая из них, менее отчетливая, с максимальной интенсивностью до 1400 γ. Вторая — Романовская аномалия, имеет четкое северо-восточное простирание, прослеживается в виде двух разрозненных ветвей протяженностью до 2 км. Напряжение поля аномалии достигает 1600 γ. Наземными геофизическими и геологическими работами была установлена связь Уксуярвинской и Романовской аномалий с основными породами состава габбро.

Коккоселькинская магнитная аномалия отчетливо выделяется по двум маршрутам, интенсивность ее составляет 3000 γ. К югу аномалия резко затухает. На севере продолжением ее является Суйстамоярвинская аномалия (64). Обе аномалии связываются с пирротинизированными сланцами ладожской серии и находятся на более значительном удалении от зоны контакта сланцев с интрузией гранитов рапакиви, чем Романовская и Уксуярвинская аномалии.

Группа магнитных аномалий, расположенная на северо-восточном берегу Ладожского озера и опоясывающая с запада гранитную интрузию, приурочена к гнейсам и сланцам ладожской серии, местами сильно пирротинизированным.

К югу от Коккоселькинской аномалии располагается Импилахтинская аномалия (65). Она вытянута в направлении, близком к меридиональному, протяженность ее около 13 км, максимальная интенсивность при съемке с воздуха составляет 3000 γ, при наземной съемке — 60 000 γ.

Следует заметить, что столь значительная интенсивность аномалии при наземной съемке вряд ли может быть объяснена вкрапленностью пирротина в сланцах. Возможно, тело, вызывающее данную аномалию, лежит на большей глубине, чем глубина пройденных выработок.

Следующая за ней в юго-восточном направлении Питкярантская аномалия (66) прослеживается на протяжении около 20 км вдоль берега Ладожского озера. В северной части ее, в районе ст. Питкяранта, наблюдаются максимальные значения  $Z_a$ , достигающие 3000 γ, к югу интенсивность аномалии затухает.

Аномалия приурочена к приконтактной зоне пород ладожской серии с интрузией гранитов рапакиви. В северной части ее известны небольшие месторождения магнетит-полиметаллических руд. Рудные тела залегают в скарированных известняках, имеют протяженность до 3 км и очень небольшую мощность.

К югу от Питкярантской аномалии отмечена Сальминская магнитная аномалия (67) интенсивностью от 500 до 2000 γ. Аномалия имеет седлообразную форму, два максимума, прослеживающихся по параллельным профилям, и вытянута в меридиональном направлении. В районе аномалии распространены гнейсы ладожской серии, несущие локализованную вкрапленность пирротина, покровные диабазы, а также граниты рапакиви. К скарированным известнякам сортавальской серии, в районе с. Сальми, приурочены линзы магнетита мощностью до 3 м и протяженностью до 50—70 м.

Ввиду незначительных размеров контактовые месторождения магнетитовых и магнетит-полиметаллических руд с. Сальми и г. Питкяранты аэромагнитной съемкой не отмечаются. Интрузии гранитов рапа-

киви (Питкярантская и Улялегская) характеризуются в общем спокойным, преимущественно слаболожительным, магнитным полем, местами переходящим в слабоотрицательное.

Для Питкярантско-Туломозерского массива гранитов рапакиви, по данным детальной воздушной и наземной магнитной съемок, достаточно отчетливо отмечается западная и северо-западная границы и устанавливаются некоторые особенности его строения. В восточной части интрузии наземными магнитометрическими исследованиями выявлены четкие линейно-вытянутые магнитные аномалии, прослеживающиеся в северо-восточном направлении на протяжении 15—20 км и более, а также отдельные локальные аномалии, распространенные на небольших площадях. Геологическая природа тех и других аномалий в настоящее время не установлена. По данным аэромагнитной съемки и маршрутным гравиметрическим наблюдениям представляется возможным сделать предположение о более широком распространении интрузии гранитов рапакиви в южном направлении, а северную и северо-восточную часть ее рассматривать как краевую часть интрузии, имеющую небольшую мощность. Эти предположения были подтверждены в дальнейшем при производстве наземных магнитометрических исследований и горно-буровых работ.

Магнитная аномалия в районе г. Олонца (68) интенсивностью до 5000 γ связана с сильно сульфидизированными (пирротинизированными) биотитовыми и амфиболовыми гнейсами.

К северу от Олонецкой аномалии обращает на себя внимание группа небольших по интенсивности и размерам магнитных аномалий, объединяемых под названием Вагозерской (69). Наиболее интенсивные аномалии, порядка 2000—2500 γ, отмечаются в северной части участка, к югу интенсивность их постепенно падает до 700—800 γ, что, видимо, связано с погружением кристаллических пород в южном направлении. Северная часть площади развития этих аномалий закрыта мощным чехлом четвертичных отложений, в южной — развиты отложения палеозоя. Те и другие образования характеризуются очень низкой магнитной восприимчивостью. О том, что тела, вызывающие эти аномалии, залегают на некотором удалении от поверхности, свидетельствуют несколько расплывчатые формы аномалий и их небольшой градиент.

Буровой скважиной, пройденной с целью проверки одной, наиболее значительной по интенсивности, Вагозерской аномалии, были вскрыты основные породы состава габбро и габбро-пироксенитов среди гнейсогранитов архея. В габбро и габбро-пироксенитах отмечалась вкрапленность магнетита. Остальные аномалии, по аналогии с проверенной, имеют, видимо, ту же геологическую природу.

На северо-западном побережье Ладожского озера, на фоне спокойного и нормального магнитного поля, выделяется несколько аномалий северо-западного простираения. Наиболее значительной из них является Лахденпохинская аномалия (70), максимальная интенсивность которой, по данным воздушной съемки, составляет 9500 γ.

Лахденпохинская аномалия, занимающая площадь около 35 км<sup>2</sup>, изучалась наземной магнитной съемкой и проверялась горно-буровыми работами. Выработки вскрыли ладожские сланцы и гнейсы, инъецированные гранитом. В сланцах отмечена вкрапленность пирита, пирротина и магнетита, местами значительная и гнездообразного характера.

Все остальные аномалии прибрежной полосы менее интенсивные, связаны с тем же комплексом пород и так же, как и Лахденпохинская аномалия, в северо-западном направлении до конца не исследованы.

Восточно-финляндская антиклинорная зона только частично попадает в пределы рассматриваемой территории. Она охватывает самые восточные (приграничные) районы КАССР, уходя далее на территорию Финляндии. Аэромагнитной съемкой большинство этих районов не исследовалось. И только на юге структуры, к северу от оз. Туломозеро, где аэромагнитные исследования проводились, отмечается спокойное слабopоложительное магнитное поле, характерное для древних образований гнейсового и гранитного состава.

\* \* \*

По результатам аэромагнитной съемки, выполненной с Z-аэромагнитометром на территории КАССР, отчетливо прослеживаются и подтверждаются все основные крупные и мелкие структуры региона, ранее выделенные по данным геологических съемок. И только контуры отдельных мелких структур для площадей, закрытых четвертичными отложениями, по материалам этой съемки несколько уточняются.

Масштаб карты (1:1 500 000) не позволяет отобразить отдельные мелкие детали магнитного поля, но некоторые закономерности в величине напряжения и характере его для основных комплексов пород, слагающих структуры территории, несомненно устанавливаются.

Различные по составу гнейсы Беломорского блока создают спокойное слабopоложительное или отрицательное магнитное поле, варьирующее в пределах  $\pm 300 \gamma$ .

Гнейсо-граниты и граниты архея, слагающие антиклинорные зоны, а также участвующие в строении синклинорных структур, характеризуются обычно нормальным или слабopовышенным магнитным полем, измеряемым первыми сотнями гамм. Поле этих широко распространенных пород является общим фоном поля рассматриваемого региона. Среди него выделяется большое количество различных по характеру, величине и протяженности аномалий, отражающих сложный и разнообразный по составу, возрасту и условиям образования комплекс пород, участвующий в строении структур территории.

Достаточно четко прослеживаются аэромагнитной съемкой терригенно-вулканогенные образования гимольской серии и породы спилито-кератофиро-сланцевой формации парандовской серии нижнего протерозоя, известные в пределах Восточной и Западно-Карельских синклинорных зон. При этом над магнетитовыми сланцами и кварцитами гимольской серии создаются четкие линейно-вытянутые аномалии весьма большой интенсивности, обычно с одним (реже двумя) максимумами и резким градиентом величины  $Za$ . Обусловлены эти особенности аномалий крутым падением толщ данных образований, выдержанностью их состава и значительной магнитной восприимчивостью. В зависимости от содержания в породах магнетита и мощности рудных горизонтов интенсивность этих аномалий определяется величинами от 3000 до 10 000  $\gamma$ , а иногда и более.

Для пород парандовской серии характерно переменное магнитное поле с колеблющимися величинами максимумов  $Za$  от 500 до 4000  $\gamma$  как по маршруту, так и по простиранию аномалий, вследствие чего эти образования иногда менее четко оконтуриваются (Корбозерский участок, район Муе-Озеро и некоторые другие). Переменный характер

магнитного поля над ними объясняется различными магнитными свойствами пород формации. Магнитные свойства их изменчивы даже по простиранию, так как в породах встречается неравномерная вкрапленность магнитных минералов (пирротина и магнетита), залежи пирито-пирротиновых руд, а также интрузии ультраосновных пород (Хауто-варо-Ведлозерская аномальная зона и другие).

Магнитное поле, создаваемое сланцами и гнейсами ладожской серии, не отличается от поля гранитов и гнейсо-гранитов архея. Отмеченные магнитные аномалии среди этих пород во всех случаях связываются с рудной минерализацией.

Очень отчетливо на карте магнитного поля отражаются и прослеживаются структуры поздних карелид (Сегозерская, Янгозерская, Онежская, Суоярвинская и другие). Над осадочно-магматическими образованиями этих структур наблюдаются полосовые аномалии, величина, форма и характер графиков  $Za$  обычно выдержаны по простиранию. Вследствие складчатости или наличия нескольких межпластовых интрузий основных пород (диабазов или габбро-диабазов) над структурами этих пород наблюдается и несколько максимумов, прослеживающихся по простиранию интрузий или ряду соседних маршрутов. Графики имеют менее резкие градиенты, так как комплексы этих пород, относимые к среднему протерозою, собраны в пологие складки. Интенсивность аномалий, создаваемая магматическими образованиями комплекса, определяется величинами 1000—2000, реже 3000 γ.

Массивы основных и ультраосновных пород независимо от их возраста отмечаются на карте магнитного поля локальными аномалиями, часто изометричной формы. В зависимости от формы, размеров тел и содержания в них ферромагнитных минералов, интенсивность аномалий над ними колеблется от 500—1000 до 4000 γ. Более высокие напряжения магнитного поля, достигающие 6000—10000 γ, соответствуют массивам серпентинитов (Каменноозерская и Копполозерская магнитные аномалии), а также дифференцированным интрузиям ультраосновных и щелочных пород (палеозоя), несущих титаномагнетитовое оруденение (Вуориярвинская, Елетьозерская аномалии).

Дайковые тела основных или ультраосновных пород отмечаются протяженными аномалиями с величинами максимумов, выдержанных по простиранию с интенсивностью 2000—5000 γ. При этом более интенсивные аномалии создают крутопадающие тела. Величина и характер поля таких аномалий сходны с аномалиями, создаваемыми магнетитовыми сланцами и кварцитами гимольской серии, поэтому, чтобы предварительно оценить их природу необходимо учитывать геологическую обстановку, простирание аномалий и другие факторы.

Таким образом, магнитные аномалии в пределах рассматриваемой территории создаются интрузивными образованиями, обогащенными ферромагнитными минералами, и осадочно-вулканическими породами, обычно сильно метаморфизованными.

Среди интрузивных образований основными магнитовозмущающими объектами являются: 1) дайки и sillы диабазов, часто несущие титаномагнетитовое оруденение, 2) массивы основных и ультраосновных пород, 3) массивы ультраосновных — щелочных пород; среди же осадочно-вулканического комплекса пород — 4) магнетитовые кварциты и сланцы нижнего протерозоя, 5) зеленые сланцы и амфиболиты нижнего протерозоя, обогащенные магнетитом и сульфидами, 6) пирротинизированные сланцы ладожской серии.

Отмеченные закономерности в характере и величине магнитного поля для основных комплексов пород или отдельных образований рассматриваемой территории должны быть положены в основу геологической интерпретации еще не проверенных аномалий, зон или участков всего Карело-Кольского региона, а, следовательно, и служить для направления поисковых работ наземными методами. Они должны учитываться при изучении и толковании результатов аэромагнитной съемки областей с погруженным кристаллическим фундаментом и, в первую очередь, при исследовании прилегающей к Балтийскому щиту огромной территории Русской платформы.

Применение аэромагнитной съемки на территории КАССР привело к открытию ряда месторождений железных руд. Крупнейшими из них являются Костомукшское и Гимольское месторождения железистых кварцитов. К более мелким относятся Большозерское, Совдозерское, Маньгинское и другие месторождения.

Отмеченные аэромагнитной съемкой массивы ультраосновных и щелочных пород оказались перспективными на поиски ильменит-магнетитовых и ильменитовых руд. Исследование их дальнейшими наземными геологическими и геофизическими методами привело к открытию крупных месторождений этих руд, а также проявлений редких металлов.

Не решены съемкой с Z-аэромагнитометром вопросы картирования кристаллических образований Балтийского щита среднего и кислого состава, характеризующихся магнитными полями небольшой интенсивности, а также поисков слабомагнитных руд. Изучение таких пород и поиски слабомагнитных руд (медно-никелевых, полиметаллов и т. д.) должно производиться приборами повышенной или высокой точности, которые в настоящее время уже имеются.

Применение электронных аэромагнитометров высокой точности позволит не только расчленить слабые по интенсивности магнитные поля, но и получить величину интенсивности намагниченности. Этот параметр в характеристике магнитных данных пород, а также определение величины остаточного намагниченности, очевидно, позволят с большим основанием разделить интрузии гранитов и диоритов не только по петрографическому составу, но и физическим свойствам.

Возможно, аэромагнитной и гамма-съемкой высокой точности удастся получить характеристику молодых (постороженных) гранитов, изучение которых представляет особый интерес в связи с их специфичной металлогенной.

Для более полного решения вопросов геологического картирования, изучения глубинного строения территории, вопросов магматизма, трещинной тектоники и ряда других проблем, должны привлекаться комплексные региональные геофизические исследования с применением высокоточной магнитной съемки, гравиметрических исследований и глубинного сейсмозондирования.

**СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ  
КАРЕЛЬСКОЙ АССР (XXXVII ТОМ) И МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ  
(XXVII ТОМ)**

Необходимость приведения сопоставления стратиграфических схем Карельской АССР и Мурманской области объясняется одновременным составлением XXVII и XXXVII томов Геологии СССР, содержащих геологическое описание двух областей (Карельской АССР и Мурманской обл.), в геологическом отношении представляющих единую территорию — Восточную часть Балтийского щита.

Мурманский (XXVII) том был подготовлен к опубликованию раньше, чем листы (P-35, 36, 37, Q-35, 36, 37 и R-35, 36, 37) государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000, охватывающие всю территорию Карельской АССР и Мурманской области, в связи с подготовкой к изданию которых была составлена сводная стратиграфическая схема дочетвертичных образований Карело-Кольского региона, в дальнейшем принятая в представляемом томе.

Отмеченное обстоятельство и явилось причиной несколько различной трактовки в XXVII и XXXVII томах Геологии СССР ряда геологических вопросов: содержания некоторых геологических комплексов, их соотношения и возрастного положения, а также принятой в этих томах терминологии (в первую очередь стратиграфической). Несмотря на это, в целом разрезы дочетвертичных образований, согласно которым дается описание Мурманской области и Карельской АССР, являются сходными.

Ниже в тексте редакцией лишь кратко затрагиваются отдельные главные моменты, вытекающие из сопоставления стратиграфических схем (см. табл. I и II), принятых в XXVII и XXXVII томах.

Как видно из приводимых таблиц, в XXXVII (Карельском) томе архей рассматривается как единая группа в соответствии с представлением об одном архейском геологическом цикле вместо двух — нижнеархейском и верхнеархейском, принятых в XXVII (Мурманском) томе. Несмотря на это, в целом архейские породы Мурманской области (исключая железорудную свиту) по последовательности образования, составу, метаморфизму и условиям залегания могут быть сопоставлены с архейскими породами Карельской АССР.

В XXXVII томе к древнейшим образованиям отнесена Беломорская серия, которая соответствует свите беломорских гнейсов Мурманской области (том XXVII), являющейся непосредственным ее продолжением к северо-западу. К этому же возрасту на территории Мурманской области (XXXVII том) отнесена свита кольских гнейсов, распространенная вне Беломорского района в пределах области карелид Кольского геологического района. Достоверные аналоги этих гнейсов на

## Стратиграфическая схема дочетвертичных образований Мурманской области

Средний палеозой	Верхний девон	Инtruзивные породы		Нефелиновые сиениты Хибин и Ловозеро
	Верхний девон	Осадочные и вулканические образования	Ловозерская свита	Авгит—порфириты, кварциты, песчаники, сланцы, роговики с флорой
Нижний палеозой (?)	Предположительно ордовик (?)	Инtruзивные породы		Дайковая формация габбро-диабазов и порфиритов. Габбро, габбро-пироксениты и перидотиты (серпентиниты) Печенги
		Осадочные и вулканические образования	Свита печенга—кучин	Плагипорфириты (метаандезиты) серия покровов авгитовых диабазов, переслаивающихся с глинистыми и туфогенными сланцами. Конгломераты. Филлиты, с подчиненными углистыми филлитами, туффиты и туфосланцы. Метадиабазы и метапорфириты, агломератовые туфы и туфосланцы. Доломиты, переслаивающиеся с кварцитами и сланцами Метадиабазы и метапорфириты, альбитофиры, кератофиры. Конгломераты, красные аркозовые песчаники, кварциты, известковистые кварциты и доломиты с остатками фауны. Диабазовые и порфиритовые зеленокаменные породы. Базальные конгломераты и аркозы
Нижний палеозой	Ближе не определенные	Инtruзивные породы		Комплекс щелочных гранитов и сиенитов щелочных пироксенитов, габбро-сиенитов и ийолит-уртитов. Дайковая формация щелочных базальтов (щелочные граниты кейв и др. основные и ультраосновные интрузии Африканда, Хабозеро, Ковдора, Озерной и Лесной вараки, Салма горы, Турьего мыса и Кандалакши)
			Терская свита	Конгломераты, красноцветные песчаники и глинистые сланцы
	Эокембрийские	Осадочные вулканические образования	Свита Турьего мыса	Конгломераты и кварцито-песчаники Телячьего острова и Турьего мыса
			Свита Рыбачьего п-ова	Глинистые и песчано-глинистые сланцы, песчаники, конгломераты
Нижний палеозой	Эокембрийские	Осадочные породы	Свита о-ва Кильдина и Среднего п-ова	Глинистые сланцы и доломиты с Collelia, песчаники и глинистые сланцы, глаукофановые песчаники
			Инtruзивные породы	Основные и ультраосновные породы

Нижний протерозой	Нерасчлененный протерозой	Осадочные и вулканические образования	Свита имандра-варзуга	<p>Кварцевые порфиры и кератофиры. Нерасчлененный комплекс эффузивных диабазов, их туфов агломератов, интрузивных диабазов. Карбонат-хлоритовые, серицит-карбонатные, графитистые сланцы, кварцево-серицитовые сланцы и филлиты.</p> <p>Доломитизированные известняки и доломиты. Кварциты и кварцитовые сланцы. Базальные конгломераты. Биотитовые, биотито-кварцевые и кварцево-биотитовые сланцы с прослоями кварцитов (роуксинские сланцы)</p>
				<p>Аплиты и пегматиты Монче- и Чуна-тундр.</p> <p>Порфиroidные граниты кейв. Мас-сивы Ара-Поррьяс, р.р. Умбы и Кузреки. Турмалиновые пегматиты Вороньих тундр.</p> <p>Микроклиновые граниты рр. Явры, Западной Лицы, Лебяжьей, Поной и др. (частью граниты этой группы более молодые)</p>
		Интрузивные породы	К и с л ы е	<p>Пироксениты, перидотиты и габбро Сальных тундр, Колвицкого массива, хребта Кеулик-Кингерем и др.</p> <p>Габбро, габбро-нориты и лабрадориты Главного хребта Волчьих, Чуна-, Монче-тундр.</p> <p>Габбро-анортозиты и ортоамфиболиты кейв, р. Цаги и др.</p>
			О с н о в н ы е	<p>Ставролит-слюдяные сланцы. Кварциты и резко подчиненные им карбонатные породы. Кианитовые и кианито-ставролитовые сланцы.</p> <p>Биотито-гранатовые и подчиненные им амфиболовые гнейсы</p>
			Свита кейв	<p>Сланцеватые амфиболиты с подчиненными им биотитовыми гнейсами и сланцами тундр Тольпвуд, Кеулик, Терма, Карека, Охмыльк, Полмос, районов устьев рек Поной, Качковка и др.</p> <p>Биотитовые, гранато-кианито-ставролитовые гнейсы и сланцы тундр Вороньих, Корва, Талья, Тикш-озера, Кислой губы, горы Арваренч и др.</p>
		Метаморфизованные осадочные и вулканические породы	Тундровая свита	<p>Сланцеватые амфиболиты с подчиненными им биотитовыми гнейсами и сланцами тундр Тольпвуд, Кеулик, Терма, Карека, Охмыльк, Полмос, районов устьев рек Поной, Качковка и др.</p> <p>Биотитовые, гранато-кианито-ставролитовые гнейсы и сланцы тундр Вороньих, Корва, Талья, Тикш-озера, Кислой губы, горы Арваренч и др.</p>



Верхний архей	Интрузивные породы		Существенно-микроклиновые граниты: с подчиненными гранодиоритами, граносиенитами, сиенитами и мигматиты. Существенно плагиоклазовые граниты и гранодиориты и мигматиты. Габбро-нориты с подчиненными анортозитами и перидотитами и друзиты Беломорского района. Основные породы (габбро-нориты, габбро-анортозиты и лабрадориты. Сальных тундр, Колвицких озер)
		Комплекс гранулитов	Основные гранулиты (гнейсонориты и гиперстеновые гнейсо-диориты). Гранато-полевошпатовые амфиболиты. Кислые гранулиты (гранато-кварцево-полевошпатовые породы)
		Метаморфизованные осадочные породы	Железорудная свита Железорудные сланцы (кварцево-магнетитовые, пироксено-магнетитовые)
Нижний архей	Интрузивные породы		Существенно олигоклазовые гнейсо-граниты, гранодиориты и мигматиты. Гиперстеновые диориты с подчиненными им основными и ультраосновными породами, чарнокитами, амфиболитами и пироксено-магнетитовыми сланцами. Габбро-амфиболиты
		Свита кольских гнейсов	Нерасчлененный комплекс слюдяных гнейсов и мигматитов по ним Нерасчлененный комплекс гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов с подчиненными пироксеновыми и амфиболовыми разновидностями и мигматиты по ним
	Метаморфизованные осадочные и частично изверженные породы	Свита беломорских гнейсов	Гранато-биотитовые гнейсы с подчиненными кианитовыми, амфиболовыми и другими разновидностями. Амфиболовые, гранато-амфиболовые и биотито-амфиболовые гнейсы с подчиненными биотитовыми, гранато-биотитовыми разновидностями и амфиболиты. Биотитовые гнейсы с подчиненными гранато-биотитовыми, амфиболовыми и другими разновидностями

**Сопоставление стратиграфических схем дочетвертичных образований  
Карельской АССР и Мурманской области**

			Карельская АССР	Мурманская область	
Палеозой	Нижний	Интрузивные породы	Ййолит—мельтейгиты и жильные щелочные породы Пироксениты (массив Вуо-риярви и др.)	Интрузии Африканда, Хабозеро, Ковдорский и др.	
		Интрузивные породы	Щелочные и нефелиновые сиениты, габбро (Ельтеозерский массив)	Массив Гремяха—Вырмес	
Протерозой нижний палеозой		Интрузивные породы	Щелочные и нефелиновые сиениты, габбро (Ельтеозерский массив)	Массив Гремяха—Вырмес	
		Интрузивные породы	Щелочные и нефелиновые сиениты, габбро (Ельтеозерский массив)	Массив Гремяха—Вырмес	
В е р х н и й	Позд- ние	Кварцевые габбро-диабазы	Кварцевые габбро-диабазы	Не установлены	
		Граниты рапакиви	Граниты рапакиви		
	Июгнейская серия	Осадочные образования	Песчаники, кварцито-песчаники, аркозы. Конгломераты	Терская свита	
		Интрузивные породы	Основные и ультраосновные породы. Перидотиты, габбро-диабазы	Возможно интрузивные породы, связанные с эффузивами 4-го покрова свиты печенга-кучин	
	Средний	Сери суйсар-ского пояса	Осадочные и эффузивные образования	Туфопесчаники, туфы, пикриты, порфириты, диабазы, туфосланцы, кремнисто-глинистые сланцы	Возможно эффузивы 4-го покрова свиты печенга-кучин
		Ранние	Интрузивные породы	Лейкодиабазы, метагаббро-диабазы и метадиабазы. Метадиабазы, частью миндалевидные	Основные гипабиссальные породы
Средний	Сегозерская и онежская серии	Осадочные и эффузивные образования	Глинистые, доломитовые, кремнистые, шунгитовые сланцы. Доломиты, частью известняки, глинистые сланцы, кварцито-песчаники основные эффузивы. Кварцито-песчаники, кварциты с прослоями кварцевых конгломератов. Аркозы, базальные сланцы конгломераты	Аналогичные породы, включенные в состав свит имандра-варзуга и печенга-кучин	
	Нижний	Нижний палеозой	Нижний палеозой	Нижний палеозой	
Протерозой нижний палеозой		Нижний палеозой	Нижний палеозой	Нижний палеозой	
		Верхний протерозой	Верхний протерозой	Верхний протерозой	

		Карельская АССР	Мурманская область
П р о т е р о з о й Н и ж н и й	П о з д н и е	И н т р у з и в н ы е п о р о д ы  Плаггиомикроклиновые граниты, частью гранодиориты и связанные с ними мигматиты. Плаггиомикроклиновые граниты, частью гранодиориты, диориты, габбро (Приладожье—комплекс Путсари, пегматоидные граниты. Северная Карелия—массивы Нуорунен, Корманка и др.). Габбро-габбро-нориты, перидотиты, пироксениты, оливиниты, серпентиниты (интрузии Олангского типа, массив Невгозеро, Хангос, Гайколя и др.). Метагаббро-диабазы, амфиболиты	Верхний протерозой Нижний протерозой  Некоторые интрузии гранитов (например Арагранит)  Основные и ультраосновные породы (Мончегорская интрузия, габбро-нориты тундр Волчьих Застейд и др.)
	Ладожская серия	Осадочные образования  Амфиболиты, кварциты. Сланцы и гнейсы (ставролитовые, гранатовые, андалузитовые, кордиеритовые). Слюдяные, кварцево-биотитовые сланцы, слюдястые кварциты. Аркозы, конгломераты	Нижний протерозой  Возможно кейвская свита
	Тунгудско-Надвоицкая серия	Осадочные и эффузивные образования  Метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны, связанные с ними зеленые сланцы, амфиболиты, частью кератофиры, кварцевые порфиры. Мергелистые сланцы, доломиты, частью известняки, филлиты. Кварциты, кварцево-серицитовые и филлитовидные сланцы. Конгломераты, базальные сланцы	Неразличенный протерозой и нижний палеозой  Некоторые породы свит имандра-варзуги и печенга-кучин, например, кварцевые порфиры, кератофиры, частично основные эффузивы
	Р а н н и е	И н т р у з и в н ы е п о р о д ы  Плаггиомикроклиновые граниты и гнейсо-граниты, частью гранодиориты и связанные с ними мигматиты. Гранодиориты, диориты (Таваярвинский комплекс и др.). Габбро-диабазы, габбро, пироксениты, перидотиты, серпентиниты и связанные с ними сланцы (массивы Хюрсюля, южного побережья оз. Сег-Озеро и др.). Метагаббродиабазы, ортоамфиболиты	Нижний протерозой  Интрузивные породы

		Карельская АССР		Мурманская область						
А р х е й	П р о т е р о з о й	Н и ж н и й	Гимольская и парандовская серии	Осадочные и эффузивные образования	Кварцевые порфиры, плагиопорфиры, порфиroidы и связанные с ними сланцы. Порфиробластические и др. амфиболовые, хлоритовые, серицитовые, графитистые и др. сланцы. Амфиболовые, биотитовые, гранато-биотитовые и др. сланцы, частью гнейсы и магнетитовые кварциты. Конгломераты, частью гнейсы и сланцы, туфо-конгломераты, туфобрекчии	Верхний архей	Железородная свита (?)			
					Нижний протерозой	Тундровая свита				
					Нерасчлененный протерозой и нижний палеозой	Некоторые породы, включенные в состав свит имандра-варзуга и печенга-кучин				
					Нижний протерозой	Тундровая свита и возможно гнейсовая толща свиты кейв				
А р х е й	П р о т е р о з о й	Н и ж н и й	Тикшозерская серия	Осадочные и эффузивные образования	Амфиболиты, амфиболовые гнейсы, частью слюдяные и другие. Биотитовые, амфиболовые, гранато-биотитовые сланцы и гнейсы с кианитом, ставролитом	Нижний протерозой	Тундровая свита и возможно гнейсовая толща свиты кейв			
					Верхний архей	Интрузивные породы	Пегматитовые жилы. Плагиомикроклиновые граниты, гнейсограниты и связанные с ними мигматиты. Основные и ультраосновные породы (перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, габбро) и связанные с ними амфиболиты	Интрузивные породы		
							Нижний архей	Интрузивные породы	Гранитоиды. Комплекс метагаббро (ортоамфиболиты), габбро-диориты, гнейсо-диориты и гранодиориты	Интрузивные породы
									Нижний архей	Осадочные и эффузивные образования

территории Карелии неизвестны, хотя сходные образования также встречаются в пределах Карельского пояса карелид (Карельского геологического района).

В XXVII томе свиты беломорских и кольских гнейсов включены в подгруппу нижнего архея. Из состава кольских гнейсов выделены железорудные породы (железорудная свита), отнесенные к верхнему архею, при этом сделана оговорка о возможности их нижнепротерозойского возраста. Эти породы, с одной стороны, сходны с железорудной гимольской серией нижнего протерозоя Карелии, с другой — пока еще трудно отделимы от гнейсов кольской свиты нижнего архея.

Согласно принятому расчленению архейских осадочно-вулканогенных образований на нижне- и верхнеархейские и представлению о двух этапах диастрофизма в архее, Л. Я. Харитонов выделил две разновозрастные группы интрузивных пород (нижне- и верхнеархейские), которые соответственно могут быть сопоставлены с ранней и поздней архейскими группами глубинных магматических пород, выделенными в XXXVII томе.

В XXXVII томе (Карельской АССР) принято трехчленное подразделение протерозоя (нижний, средний и верхний). В XXVII томе (Мурманская обл.) в протерозое выделяются две подгруппы: нижняя и верхняя, так как песчаники (терская свита) верхнепротерозойские по представлениям, принятым в отмеченной выше сводной стратиграфической схеме Карело-Кольского региона, условно рассматриваются как нижнепалеозойские. Все образования, включенные в состав нижнего и среднего протерозоя Карелии (XXXVII том) в целом соответствуют протерозою и предполагаемому ордовику (свита печенга-кучин), выделенным в XXVII томе (Мурманская обл.).

Нижний протерозой Карелии по составу, степени метаморфизма, условиям залегания слагающих его пород и их соотношениям с гранитами может быть сопоставлен с нижним протерозоем Мурманской области. Аналоги некоторым нижнепротерозойским породам Карелии также имеются в составе свиты печенга-кучин. В связи со слабой обнаженностью ряда районов развития протерозойских образований, а также их недостаточной изученностью, на некоторых участках Мурманской области нижнепротерозойские породы не отделены от более молодых верхнепротерозойских образований и рассматриваются в составе нерасчлененного протерозоя (свита имандра-варзуга).

Корреляция нижнепротерозойских серий и свит Карелии и Кольского полуострова пока несколько затруднена, однако некоторые сопоставления все же могут быть сделаны. Так, например, тундровая свита Кольского полуострова вероятнее всего отвечает гимольской, парандовской и, частью, тикшеозерской сериям Карелии. Свита кейв, по мнению большинства исследователей, находит своих аналогов в толщах высокоглиноземистых гнейсов и сланцев тикшеозерской серии. Частично же ее верхнюю (сланцевую) толщу возможно следует сопоставить с ладожской серией Юго-Западной Карелии.

Верхний протерозой Мурманской области (XXVII том) по характеру разреза и наличию в карбонатных породах остатков водорослей *Osagia* и *Collenia* следует сопоставить с сегозерской и онежской сериями среднего протерозоя Карельской АССР (XXXVII том). Довольно широкое распространение верхнепротерозойские образования имеют в восточной части Кольского полуострова, где они включены в состав свиты имандра-варзуга (нерасчлененный протерозой). Аналоги средне-

протерозойских пород Карелии также несомненно развиты и в северо-западной части Мурманской области, где они отнесены к свите печенга-кучин. Последняя (на основании фауны плохой сохранности) в XXVII томе условно рассматривается как нижнепалеозойская (ордовик ?).

На государственной геологической карте масштаба 1:1 000 000 свита печенга-кучин сопоставляется со сходными образованиями свиты имандра-варзуга и Кольского полуострова и среднего протерозоя Карелии. Такое сопоставление вполне соответствует представлениям ранее высказанным рядом исследователей Кольского полуострова о том, что свита печенга-кучин, как и сходная с ней свита имандра-варзуга, являются аналогами сегозерским и онежским образованиям (ятулия) Карелии. Породы, которые могут быть сопоставлены с суйсарской серией и серией Ветреного пояса (XXXVII том), в качестве самостоятельного стратиграфического элемента на территории Мурманской области (XXVII том) не отмечены. Возможно, что им соответствуют эффузивы четвертого покрова свиты печенга-кучин, если принять представление о протерозойском возрасте последней.

В целом ниже- и среднепротерозойские глубинные магматические породы Карелии (XXXVII том) могут быть сопоставлены с ниже- и верхнепротерозойскими интрузивными образованиями Мурманской области (XXVII том). Однако в связи с недостаточной изученностью этих пород Мурманской области и Карельской АССР сопоставление отдельных интрузивных комплексов является очень условным, а иногда и невозможным. С отложениями иотнийской серии верхнего протерозоя Карелии (XXXVII том) должны быть сопоставлены терские песчаники Мурманской области (терская свита), которые в XXVII томе отнесены к нижнепалеозойским (ближе не определенным).

Глубинные магматические породы верхнего протерозоя Карелии представлены габбро-диабазами и гранитами рапакиви. Подобные образования на территории Кольского полуострова неизвестны.

Одновременно нижнепалеозойские (эокембрийские) отложения типа свит полуостровов Среднего, Рыбачьего и о-ва Кильдина в пределах Карелии не установлены.

К более молодым палеозойским образованиям относятся сложные платформенные интрузии центрального типа, среди которых выделяются две группы каледонского и герцинского возрастов. На территории Карелии распространена только древняя — каледонская группа, представленная массивами Вуори-Ярви, Саланлатвинским и Колвикским, аналогами которых на Кольском полуострове являются массивы Ковдорский, Африканда, Лесная варака, Озерная варака и другие. Породы типа нефелиновых сиенитов, слагающих Хибинский и Ловозерский массивы (молодая группа палеозойских интрузий), распространенных на Кольском полуострове, в пределах Карелии неизвестны.

В XXVII томе к палеозойским интрузиям отнесен также массив Гремяха — Вырмес, который может быть сопоставлен с Ельтьозерским, массивом Северной Карелии. Последний на основании результатов определения абсолютного возраста в настоящее время считается более древним и в XXXVII томе условно выделен в группу неопределенного возраста протерозой — нижний палеозой.

К палеозойским образованиям в XXVII томе (Мурманская область) также отнесены щелочные граниты и ряд жильных образований, которые на территории Карелии не установлены.

## ЛИТЕРАТУРА

- Азанчеев Г. Д. 1891. Посещение марциальных близ Кончозера вод Олонецким губернатором М. М. Веселкиным 25 июля 1891 г. Петрозаводск.
- Азанчеев Г. Д. 1903. Об опытах механической добычи озерных руд в Олонецком крае. Горн. журн., т. II, № 4.
- Александрова А. Н., Петрова Е. А. 1957. Государственная геологическая карта СССР, м-б 1:1 000 000. Лист О-36 (Ленинград).
- Алексеев В. Ф. 1898. Сообщение об угле из Повенецкого уезда Олонецкой губернии. Зап. СПб минер. о-ва, II сер., ч. XXXV (Протоколы засед.).
- Альбов Н. В. и Неуструев Ю. С. 1935. К вопросу поисков медного месторождения в Повенец-Медвежегорском районе. Изв. Лен. ГГГ треста, № 2—3 (7—8).
- Альбов Н. В., Бархатова В. П. 1939. Объяснительная записка к листу Р-37 (Онега). Геологическая карта СССР, м-б 1:1 000 000.
- Алопеус С. 1787. Краткое описание мраморных и других каменных ломов, гор и каменных пород, находящихся в Российской Карелии. СПб.
- Андреев А. П. 1875. Ладожское озеро ч. I и II. СПб, Тип. Морского Министерства.
- Андреев А. П. 1877. Об исследовании местности, где найден шунгский горючий материал. Тр. СПб отд. общ. содействия русск. торгов. мореходству.
- Андреев А. П. 1878. Гидрографические работы в Онежском озере. Зап. Акад. наук, т. XXXI (Протоколы засед.).
- Андрос Л. 1933. К вопросу об эксплуатации жильных месторождений золота в Карелии. Сов. Карелия, Петрозаводск, № 1—2.
- Анисимов. 1919. Нетронутые сокровища Олонецкого края. «Новый путь». Птр., № 6—8.
- Апухтин Н. И. 1948а. К стратиграфии морских и ледниковых отложений Заонежской Карелии. Изв. Кар.-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР, № 4. Петрозаводск.
- Апухтин Н. И. 1948б. К стратиграфии четвертичных отложений Центральной Карелии. Изв. Кар.-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР, № 2. Петрозаводск.
- Апухтин Н. И. 1953. Геоморфологический очерк центральной части Западной Карелии. Изв. Кар.-Финск. фил. АН СССР, № 4. Петрозаводск.
- Апухтин Н. И. 1956. Новые данные о распространении морских трансгрессий в поздне- и послеледниковое время в Северной Карелии. Сб. ВСЕГЕИ «Мат. по геоморф. и четверт. отложен. СССР», вып. 1.
- Апухтин Н. И. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной Карелии по новейшим исследованиям. Материалы по геологии и полезн. ископ. северо-запада СССР, вып. 1.
- Апухтин Н. И., Покровская И. М. и др. 1959. Стратиграфия четвертичных отложений северо-запада СССР. Тр. к XXI сесс. междуна. геол. конгр.
- Апухтин Н. И., Шарков В. В. 1959. Карта новейшей тектоники СССР, м-б 1:5 000 000 (Балтийский шит). (В печати.)
- Артамонов В. С. 1950. Глины Карелии и их промышленное использование. Кар.-Финск. фил. АН СССР. Петрозаводск.
- Аренс Л. Е. 1946. Орхидея «венерин башмачок» и доломиты Карелии. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 78, вып. 2.
- Баклунд О. О. 1917. Скаполит с реки Канды. Изв. АН, VI сер. т. XI, № 1.
- Баранов И. В. 1953. Железистые источники Карело-Финской ССР. Природа, № 3.
- Бархатова В. П. 1941. К геологии бассейна юго-восточного побережья Онежского озера и верховьев р. Онеги. Тр. Сев. геол. упр., вып. 9.

- Белоусова В. Т. 1928. Каменные строительные материалы западного берега Сег-Озера. Мат. Комисс. по изучению естеств.-произв. сил Союза. АН СССР, № 67—Каменн. строит. мат., сб. 3.
- Бельков И. В. 1941. Турмалин из кварцево-карбонатных жил окрестностей Шуердской (Северная Карелия). Уч. зап. Лен. гос. ун-та, № 45, сер. геол.-почв. наук, вып. 8.
- Белянкин Д. С. 1924. Границы Олонецкого края. Мат. для изуч. естеств.-произв. сил России. Изд. КЕПС Акад. наук, вып. 48—Каменн. строит. мат., сб. 2.
- Белянкин Д. С. и Турцев А. 1925. К изучению гранито-диабазовых контактов на восточном побережье Онежского озера. Изв. Лен. политехн. ин-та.
- Белянкин Д. С. и Лаврова М. А. 1931. Кристаллические горные породы окрестностей г. Онеги. Тр. геол. музея Акад. наук СССР, т. VIII.
- Белянкин Д. С. 1932. К петрографии поморского берега Белого моря. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 2.
- Бердников М. 1938. Комплексные полиметаллические руды Карелии и пути их освоения. Сов. Карелия, № 3—4. Петрозаводск.
- Бернадский А. 1920. Олонецкие антрациты и углистые сланцы. Олонецкий кооператор, № 6.
- Билибина Т. В., Дашкова А. Д. 1957. К характеристике некоторых докембрийских гранитов Северной Карелии (интрузивный комплекс Нуорунен). Мат. ВСЕГЕИ. Петрограф. сб., № 2.
- Билибина Т. В., Елисеев Н. А., Волотовская Н. А. 1958. Средне- и верхнепалеозойский магматизм Карелии и Кольский полуостров. Госгеолтехиздат.
- Билибина Т. В., Елисеев Н. А., Мурашов Д. Ф. 1958. Докембрийский магматизм. Восточная часть Балтийского щита. Госгеолтехиздат.
- Бискэ Г. С. 1949. Опыт применения аэровизуальных наблюдений при съемке четвертичных отложений в Карелии. Изв. Кар.-Финск. фил. АН СССР, № 4, Петрозаводск.
- Бискэ Г. С. 1953а. Геоморфология и четвертичные отложения Северного Приладожья. Изв. Кар.-Финск. фил. АН СССР, № 4, Петрозаводск.
- Бискэ Г. С. 1953б. О краевых образованиях ледника в Карелии. Изв. Кар.-Финск. фил. АН СССР, № 4, Петрозаводск.
- Бискэ Г. С. 1955. Озы Карелии. Изд. АН СССР.
- Бискэ Г. С., Лак Г. Ц. 1955. Позднеледниковые морские отложения в Карело-Финской ССР. Тр. Кар.-Финск. филиала АН СССР, № 4.
- Бискэ Г. С. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений Карелии. Тезисы докл. Всес. Междувед. совещания по изучению четвертичного периода по секции севера и запада Русской равнины.
- Бискэ Г. С. 1958. Морены Карелии. Тр. Кар. фил. АН СССР, вып. IX. Петрозаводск.
- Богдановская-Гиенэф И. Д. 1949. О принципах классификации болотных массивов и о типах болот Карелии. В кн. Прир. ресурсы, история и культ. Кар.-Финск. ССР. Вып. II Тр. Перв. научн. сесс. Кар.-Финск. гос. ун-та 12—15 мая 1947 г. Петрозаводск.
- Богачев А. И. 1958а. О карбонатах массива Вуориярви. Изв. Кар. и Кольского фил. АН СССР, вып. 2.
- Богачев А. И. 1958б. К вопросу пересчета химических анализов рудных титаносодержащих пород основного состава по методу А. Н. Заварицкого. Изв. Карельского и Кольского фил. АН СССР, вып. 4.
- Богачев А. И. 1958в. Некоторые особенности дифференциации титаносодержащих магм основного состава. Матер. по геологии Карелии. Тр. Карельского фил. АН СССР, вып. XI.
- Богданов Ю. В. 1955. Кубанит из месторождения Питкяранта. Мат. ВСЕГЕИ. Петрографический сб. № 1.
- Богданов Ю. В. 1957. Некоторые данные о метаморфизме колчеданных месторождений Карелии. Мат. ВСЕГЕИ. Петрографический сб., № 2.
- Болк Р. 1946. Структурные особенности изверженных горных пород. Москва.
- Болховитинова М., 1915. Месторождение свинцовых руд в Олонецкой и Архангельской губерниях. Изд. об-ва изуч. Олонецк. губ., № 4. Петрозаводск.
- Бондарев К. Н. 1934. Койкарское месторождение железняка в Карельской АССР. Изв. ГГГ треста, № 4—5.
- Борисов П. А. 1909а. Кристаллы полевых шпатов и слюды в доломитах из окрестностей г. Повенца (Предварительные сообщения) Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XI, вып. 1. (Протоколы засед.).
- Борисов П. А. 1909б. Кубические кварцы из Шунги и Волк-острова Олонецкой губернии. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XI, вып. 1. (Протоколы засед.).



- Борисов П. А. 1910. Очерк геологии и полезных ископаемых Олонецкой губернии. Мат. по стат.-эконом. обследов. Олонецк. губернии. Петрозаводск.
- Борисов П. А. 1912. Сообщение «о доломитах северной части Онежского озера и минералах, в них находящихся». Труды СПб об-ва естествоисп., т. XLII, вып. 1. (Протоколы засед. № 5—6).
- Борисов П. А. 1916. Ближайшие задачи научно-технического обследования полезных ископаемых Олонецкого края. Тр. Комисс. сырья Комит. военно-техн. помощи объединенн. научн. и техн. организ., вып. 1.
- Борисов П. А. 1917а. Кристаллы силикатов из доломитов окрестностей г. Повенца. Изв. Акад. наук, VI сер., т. XI, № 15.
- Борисов П. А. 1917б. Месторождение барита в Олонецкой губ. Тр. Комисс. сырья, т. IV, № 8.
- Борисов П. А. 1926. К вопросу о пегматитовых жилах Западного Беломорья и их использовании. А. Пегматитовые жилы Беломорья (Общий очерк). Б. Жильный шток Панфиловой Вараки. Тр. ин-та по изуч. Севера, вып. 33.
- Борисов П. А. 1927а. Пегматитовые жилы Северной Карелии как керамический сырьевой фонд. Мин. сырье и его перераб., № 3.
- Борисов П. А. 1927б. Полевошпатовое сырье Северной Карелии. Мат. для изуч. естеств.-произв. сил России. Изд. КЕПС Акад. наук, № 63., Мат. совещ. по полев. шпату.
- Борисов П. А. 1929. Гранат-альмандин. Карело-Мурм. край, № 11—12.
- Борисов П. А. 1932а. Кяннит в Северной Карелии. Карело-Мурм. край, № 1—2. Петрозаводск.
- Борисов П. А. 1932б. Пегматитовая проблема Карело-Мурманского края. Сов. Карелия. № 3—4. Петрозаводск.
- Борисов П. А. 1933а. Пегматиты. Сб. Полезн. ископ. Лен. обл. и Кар.-Финск. ССР, ч. II
- Борисов П. А. 1933б. Пегматиты Карелии и пути их использования. Кар.-Мурм. край, № 6.
- Борисов П. А. 1936. Пегматиты Карелии — союзный источник керамического сырья. Разв. недр, № 6.
- Борисов П. А. 1937. Пегматиты Чупинского фиорда. Сб. Сев. экскурс. XVII сесс. Междунар. геол. конгресса, вып. 1.
- Борисов П. А., Волотовская Н. А. 1941. Хизоварское месторождение кяннита (Карело-Финская ССР). Сов. геол., № 6.
- Борисов П. А. 1944. К вопросу агрономического использования черных углистых сланцев Ленинградской области и Карелии. Изв. Кар.-Финск. АН СССР. № 4, Петрозаводск.
- Борисов П. А. 1946а. Геология карельских пегматитов и их керамические ресурсы. Изд. КФССР.
- Борисов П. А. 1946б. Шунгит. Тр. конфер. по минер. рес. КФССР. Петрозаводск.
- Борисов П. А. 1947а. Геология пегматитов КФССР и их керамические ресурсы. Тр. конфер. по минеральным ресурсам КФССР.
- Борисов П. А. 1947б. Полевошпатовое сырье Северной Карелии. Мат. по полевошпатов. совещ. КЕПС АН СССР, № 63.
- Борисов П. А. 1947в. Шунгит и его промышленные перспективы. Тр. конфер. по минеральным ресурсам КФССР.
- Борисов П. А. 1948а. Керамические пегматиты КФССР. Изд. Кар.-Финск. базы АН СССР. Петрозаводск.
- Борисов П. А. 1948б. Сырьевые ресурсы полевого шпата, кварца и пегматита в СССР. Сб. Сырьев. рес. тонкокерам. промышл. СССР и пути их использ. АН СССР.
- Борисов П. А. 1948в. Успехи геологии в Карелии за 30 лет Советской власти и предстоящие задачи изучения недр республики. В кн.: Наука в Кар.-Финск. ССР за 30 лет Сов. власти Кар.-Финск. Научно-иссл. база АН СССР. Петрозаводск.
- Борисов П. А. 1949. Карельский декоративный камень. Изд. Кар.-Финск. ССР, научно.-попул. сер. Петрозаводск.
- Борисов П. А. и Митрофанова З. Т. 1951. Сырьевые ресурсы КФССР для производства вяжущих материалов. Изв. Кар.-Финск. фил. АН СССР, № 1. Петрозаводск.
- Борисов П. А. 1954а. Керамические пегматиты СССР и их заменители. АН СССР. Кар.-Финск. фил.
- Борисов П. А. 1954б. Пегматиты докембрия Карелии и Кольского полуострова и их слюдоносность. Мат. Лабор. геол., докембрия, вып. 2.

- Борисов П. А. 1957. Карельские шунгиты — ценное ископаемое. Разведка и охрана недр, № 3, 12—19; РЖГео, № 12, 17657.
- Борисов П. А., Кратц К. О. 1957. Направление и итоги исследований отдела геологии Карельского филиала АН СССР, Изв. Кар. и Кольского фил. АН СССР, вып. 1.
- Боровиков П. П. 1945. Новые данные о месторождениях керамических пегматитов в Приладожских районах КФССР. Бюлл. техн. информ. Ленгеолнефтрудтреста, вып. 1.
- Боровиков П. П. 1947. Талько-хлоритовый камень и его промышленные перспективы. Тр. конфер. по минеральным ресурсам КФССР.
- Боровиков П. П., Никитин В. Д. 1953. Слюдоносность Карело-Финской ССР и Кольского полуострова и ее перспективы. Сб. Мат. по геол. м-ний слюды. вып. 1.
- Бубнов С. Н. 1935. Геология Европы. Москва.
- Бунтин Г. Н. 1935. Материалы к изучению пегматитовых жил Кемского района. Уч. зап. ЛГУ, т. 1, сер. геол.-почв.-геогр., вып. 1.
- Бунтин Г. Н. 1936а. О структурах замещения из Чупинских пегматитовых жил. Уч. зап. ЛГУ, № 9, сер. геол.-почв.-геогр. вып. 2. Земная кора.
- Бунтин Г. Н. 1936б. Пегматиты и аплиты оз. Остёр. Изв. Лен. геол. треста, № 4 (13).
- Бунтин Г. Н. 1937а. Генезис антипертитов в карельских пегматитовых жилах. Тр. Лен. об-ва естествоисп., отд. геол. и минер., т. LXVI, вып. 1.
- Бунтин Г. Н. 1937б. К вопросу о классификации пегматитов Чупы. Уч. зап. ЛГУ, т. III, № 16, сер. геол.-почв.-геогр., вып. 4.
- Бунтин Г. Н. 1937в. О структурах замещения в чупинских пегматитах. Уч. зап. ЛГУ, т. III, № 16, сер. геол.-почв.-геогр., вып. 4.
- Бунтин Г. Н. 1937г. Пегматиты Кемского района. Изд. ЛГУ.
- Бунтин Г. Н. 1938. О работах молодых советских геологов по изучению докембрия Европейской части СССР (Карелии и Кольского полуострова). Природа, № 10.
- Бунтин Г. Н. 1939а. Гранулированные пегматиты Карелии. (К вопросу о возрасте карельских пегматитов). Уч. зап. ЛГУ, № 26, сер. геол.-почв. наук, вып. 6. Тр. Ин-та земной коры.
- Бунтин Г. Н. 1939б. Наблюдения над тектоническими явлениями в карельских пегматитах. Уч. зап. ЛГУ, № 21, сер. геол. почв. наук, вып. 5.
- Бунтин Г. Н. 1940. О генезисе мусковитовых пегматитов Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, № 49, сер. геол.-почв. наук, вып. 9.
- Бутенев Н. 1828а. Геогностическое обозрение окрестностей дер. Парандовы. Горн. журн., ч. 1.
- Бутенев Н. 1828б. Каменный бор (Отрывок из геогностического описания округа Олонецких заводов). Горн. журн., ч. III.
- Бутенев Н. 1828в. Описание Оленьих островов. Горн. журн., ч. III.
- Бутенев Н. 1830. Геогностическое обозрение западного берега Онежского озера. Горн. журн., ч. II.
- Бутенев. 1837. Геогностические замечания на путешествие из С.-Петербурга в Олонецкую и Архангельскую губернии. Горн. журн., ч. IV, № 12.
- Бутенев. 1838. Замечания о нахождении золота в северных горах в России. Горн. журн., № 2.
- Васильевский А. П. 1949. Очерки по истории металлургии Олонецкого края в XVI—XVIII вв. Изд. КФ фил. АН СССР. Петрозаводск.
- Вейринен Х. 1937. О тектонике Карельской зоны. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгресса, т. II.
- Вейхер А. А. 1947. Обеспеченность северо-западного металлургического комбината нерудным сырьем. Геол.-произв. сб. Лен. геол. упр.
- Великославинский Д. А. 1953. Петрология Выборгского массива рапакви. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 3.
- Верещагин Г. Ю. 1921. Из результатов исследований Пудожского уезда Олонецкой губ. летом 1918 г. Изв. ГГИ, № 1—3.
- Верещагин Г. Ю. 1926. Положительное и отрицательное движение береговой линии на оз. Сег-Озеро. В книге Тр. Олонек. научн. экспед., ч. III (геология), вып. 1.
- Верещагин Г. Ю. 1930. О добыче перламутра и жемчуга в Карелии и Мурманском крае. Сб. «Озера Карелии». Изд. Бородинской биол. ст. при Совнаркоме АК ССР и Лен. об-ва естествоисп.
- Верещагин Г. Ю. 1931. К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. Тр. Олонек. научн. эксп., ч. III, в. 2.

- Версиллов А. 1870. Разведки коренных месторождений железных руд, производившиеся в Олонецкой губернии в 1863, 1864 и 1865 годах. Горн. журн., т. III, № 9.
- Влангали. 1856а. Месторождение графита близ города Сердоболя в Финляндии. Горн. журн., ч. III.
- Влангали. 1856б. Еще несколько слов о графите, добываемом в окрестностях города Сердоболя в Финляндии. Горн. журн., ч. IV.
- Волков А. 1937. Карельская Автономная Советская Социалистическая Республика. Путеводитель Сев. экск. «Карельск. АССР». Междунар. геол. конгр., XVII сесс.
- Воллосович К. А. 1900. Заметка о постплиоцене в нижнем течении р. Сев. Двины. Мат. для геологии России.
- Воллосович К. А. 1908а. Исследование морского постплиоцена в Олонецкой губернии. Зап. СПб минер. об-ва, 2 сер., ч. XLVI, вып. 1. (Протоколы).
- Воллосович К. А. 1908б. Петрозаводский морской постплиоцен. Мат. для геол. России. т. XXIII.
- Волотовская Н. А. 1947. Кианитовые месторождения КФССР. Тр. конфер. по минеральным ресурсам КФССР.
- Волотовская Н. А. 1948а. Магматический комплекс района Больших островов северо-западного Приладожья. Изв. Карело-Финск. научно-исслед. базы АН СССР, № 4. Петрозаводск.
- Волотовская Н. А., Жиров К. К. 1948б. Хромосодержащие минералы свиты хизовара. Изв. Карело-Финск. научно-исслед. базы АН СССР, № 1.
- Волотовская Н. А. 1958. Магматический комплекс ультраосновных, щелочных и карбонатных пород массива Vuoriajvi. Зап. Всесоюзн. мин. общ., ч. LXXXVII, вып. 3.
- Воскобойников Б. П. 1931. О месторождениях руд цветных металлов Карелии. Сб. Главные медные, свинцовые и цинковые м-ния СССР. Геол. разв. трест Цветмет.
- Воскобойников Б. П. 1932а. Цветные металлы Карелии. Сб. Сырьев. и топливн. рес. Лен. обл.
- Воскобойников Б. П. 1932б. Медные месторождения Карелии. Тр. IV Всес. геол. конфер. по цвет. мет., вып. II — медь и никель.
- Воскобойников Б. П. 1933. Меднорудные месторождения. Справочник Полезн. ископ. Лен. обл. и Карельск. АССР, ч. II. Карельск. АССР. Лен. геол. трест.
- Гадолин. 1858. Геогностическое описание острова Пузу (Пузунссаари), на Ладожском озере. Горн. журн., ч. IV.
- Гаевский П. М. 1923. Железные озерные руды Олонецкого края и их использование. Сб. Произв. силы района Мурманск. ж. д. Петрозаводск.
- Гаевский П. М. 1926. Северный жемчуг. Изд. Карело-Мурм. край, № 21.
- Гаевский П. М. 1927. Полевошпатовая промышленность Карелии. Мат. для изуч. естеств.-произв. сил СССР. Изд. КЕПС АН СССР № 63 — Мат. совещ. по полевошпату.
- Гаевский П. М. 1928. Вороноборское месторождение меди в Карелии и его использование. Изд. Карело-Мурм. край, № 2.
- Гавеловский И. 1826. Замечание о Воицком руднике. Горн. журн., ч. VII.
- Галдобина Л. П. 1958. Литологические особенности и условия образования иотнийских песчаников и кварцито-песчаников Карелии. Сб. статей молодых научных сотрудников Ленинград. геол. учрежд. АН СССР.
- Галибин А. А. 1935. Состояние и перспективы добычи кварц-полевошпатового сырья на Чупинских разработках треста Карелгранит. Сб. Мат. по полевым шпатам и гранитам Карелии. Петрозаводск.
- Геккер Р. Ф., Филиппова В. П., Бархатова В. П. 1932. Отложения Главного девонского поля Тр. ЛГРТ, 1—IV, вып. 2.
- Гедовиус А. К. 1920. Исследование Койкарского месторождения магнитного железняка. (Отчет за 1919 г.) Изв. Геол. ком. т. XXXIX, № 2.
- Гельмерсен Г. 1849. Геогностическая поездка Гревингга к берегам Онежского озера и на Канин полуостров. Геогр. изв. Русск. геогр. об-ва.
- Гельмерсен Г. 1860. Геогностическое исследование Олонецкого горного округа, произведенное в 1856, 1857, 1858 и 1859 гг. Горн. журн., ч. IV.
- «Геологическое строение СССР». 1958, т. I, II, III ВСЕГЕИ Министерства геологии и охраны недр СССР. Госгеолтехиздат.
- «Геология СССР». 1958. Мурманская область, т. XXVII.
- «Геоморфологическое районирование СССР». 1947. Изд. АН СССР.
- Георгиев П. 1908. Разведки озерных руд Олонецкого горного округа. Тр. Первого Всероссий. съезда деят. по прикл. геол. и развед. делу (с 8 по 16 февраля 1903 г.).

- Герасимовский В. И. 1946. Район Импилахти — важный источник керамического сырья. Разведка недр, № 4.
- Герд С. В. 1948. Биологический кадастр озер Карелии. Изв. Кар.-Финск. базы АН СССР, № 4. Петрозаводск.
- Герлинг Э. К., Полканов А. А. 1958. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. Геохимия, № 8.
- Гилярова М. А. 1941. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Изд. Лен. ГУ.
- Гилярова М. А. 1948а. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. Изв. Кар.-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР, № 1. Петрозаводск.
- Гилярова М. А. 1948б. К стратиграфии и тектонике Карельской формации Центральной Карелии. Уч. зап. Лен. гос. пед. ин-та кафедры геол. и минер., т. 72.
- Гилярова М. А. 1949. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. Изв. Кар.-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР, № 2. Петрозаводск.
- Гилярова М. А. 1955. К стратиграфии докембрия Косозерского района (Тунгуда) КФССР. Вест. ЛГУ, № 1.
- Гилярова М. А. 1956. Стратиграфическое положение Суйсарского вулканического комплекса. Уч. зап. ЛГУ, № 209, сер. геол. наук, вып. 7.
- Гилярова М. А. 1957. Кварцевые порфиры Центральной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 8.
- Гинзбург И. И. 1921. Полезные ископаемые побережья Кандалакшского залива Белого моря. Тр. Сев. научно-промысл. экспед.
- Глебова Г. О. 1947. Новое месторождение северного колчедана в Карелии. Разв. недр., № 5.
- Головачев Ф. А. 1948. Базальтовидные диабазы и диабазовые мандельштейны в юго-западной Карелии. Сов. геол., Сб. 33.
- Голубев П. 1932. Разведка шунгитов Шунгитов месторождения в Карелии. Горн. журн., № 8.
- Горецкий Г. И. 1949. Карельское межледниковое море. Научн. сборн. Моск. фил. Геогр. об-ва СССР, № 12.
- Горецкий Г. И. 1951. Доказано ли существование позднеледникового Онежско-Беломорского соединения. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 83, вып. 2.
- Горшков В. П. 1947. О сейсмичности восточной части Балтийского щита. Тр. Сейсм. ин-та АН СССР, № 119.
- Грамматчиков. 1828а. Геогностическое обозрение Воицкого рудника и окрестностей оног. Горн. журн., ч. 1.
- Грамматчиков. 1828б. Об исследовании Воицкого рудника и окрестностей оног. Горною экспедицией, под начальством маркшейдера Грамматчикова. Горн. журн., № 1.
- Григорьев П. К. 1925а. Геолого-поисковые исследования жил слюды, кварца и полевого шпата в Чупинско-Пулонгом районе. Изв. Геол. ком. т. 44, № 2.
- Григорьев П. К. 1925б. Урановая смолка Северной Карелии. Вестн. Геол. ком., № 1.
- Григорьев П. К. 1926. Поисково-разведочные работы на слюду, полевого шпата и кварц в Северной Карелии, в районе ст. Лоухи Мурманской ж. д. Изв. Геол. ком. т. XIV, № 4.
- Григорьев П. К. 1927а. Поисково-разведочные работы в Кемском уезде КАСССР в районе ст. Полярный Круг и развезда Котто-озеро Мурманской ж. д. Отчет о состоянии и деят. Геол. ком. за 1925/26 гг.
- Григорьев П. К. 1927б. Поисково-разведочные работы в Северной Карелии. Отчет о состоянии и деят. Геол. ком. за 1925/26 гг.
- Григорьев П. К. 1935. Материалы по пегматитам Северной Карелии. Тр. ЦНИГРИ, вып. 37.
- Григорьев П. К. 1937а. Пегматиты Северной Карелии. В кн. Тезисы докл. Межд. геол. конгр., XVII сесс.
- Григорьев П. К. 1937б. Слюды Карелии. Сб. «Слюды СССР», изд. ЦНИГРИ.
- Григорьев П. К. 1937в. Слюдяные пегматиты Северной Карелии. Сб. «Слюды СССР», изд. ЦНИГРИ.
- Григорьев П. К. 1939. Пегматиты Северной Карелии. Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. т. 2.
- Григорьев С. В. 1951. Материалы к истории изучения и использования вод Карелии. Изв. Кар.-Финск. фил. АН СССР, № 3.

- Губкин И. М. и Миткевич-Волчасский Е. К. 1910. О петрографическом составе некоторых горных пород северного побережья Ладожского озера. Зап. Горн. ин-та, т. II, вып. 1—5.
- Гудалин Г. Г. 1940. Рудные ископаемые новых районов Карело-Финской ССР. Горн. журн., № 5.
- Гуреев А. 1933. Талько-хлоритовый сланец. Справочн. полезн. ископ. Лен. обл. и Карелии.
- Давыдова А. Н. и Москвитин А. И. 1935. Шишовские камы. Изв. Московск. геолог. треста, вып. 3—4, т. III.
- Даминова А. М. 1955. О структуре друзитов. Сб. научн. тр. Москов. ин-та цветных металлов и золота, № 25. Металлургия и техн. цвет. метал. Геолог. и горн. дело.
- Даниловский И. В. 1933. Маршрутные геологические исследования отложенной четвертичной системы в листе 38-м 10-ти верстной геологической карты (Кемско-Ухтинский край). Тр. ВГРО, вып. 317.
- Даниловский И. В. 1937. Геологические и геоморфологические наблюдения по восточному и западному берегу Онежского озера. Изв. гос. геогр. об-ва, т. LXIX, вып. 2.
- Демчук А. 1948. Асбестовые породы Карелии и их генезис. Сов. геол., сб. 33.
- Дембо Г. М. 1939. Материалы к минералогии и геохимии пегматитовых жил Хето-Ламбины в Северной Карелии. Сб. «Пегматиты СССР», вып. 3.
- Демидов Н. Ф., Соколов В. А. 1958. К вопросу о соотношении «ятулийских» и «ладожских» образований в р-не северного берега оз. Малое Янис-Ярви. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 3.
- Деньгин Ю. П. 1933. О пегматитовых жилах Северной Карелии. Минер. сырье, № 2.
- Доброхотов К. 1919. Медное дело в Олонецком крае. Новый путь, № 6—8.
- Дриженко П. К. 1899. Магнитные наблюдения по берегам Онежского озера. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. XXXV.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. 1925. О древних береговых линиях Онежского озера. Тр. I Всер. гидр. съезда. Ленинград.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. и Земляков В. Н. 1928. Исследования по четвертичной геологии на северном берегу Онежского озера. Изв. гос. гидр. ин-та, № 21.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. 1929. К вопросу о позднеледниковом Онего-Беломорском соединении. Тр. Лен. об-ва естествоисп., т. LIX, вып. 4.
- Егорова Е. Н. 1926. Зеленокаменные породы на Онего-Беломорском водоразделе. Тр. Олоонец. научн.-иссл. экспед., ч. III (геология) вып. 1.
- Егорова Е. Н. 1929. Амфиболиты центральной части Повенецкого уезда. Тр. Лен. об-ва естествоисп., т. IX, вып. 1 (протоколы засед. научн. статьи и сообщ.).
- Едемский М. Б. 1916а. Озерные руды Олонецкого края. Природа, № 10.
- Едемский М. Б. 1916б. О шунгите. Природа, № 1.
- Елисеев Н. А. 1925а. Диабазы Туломозерского района. Тр. Лен. об-ва естествоисп., т. LX, вып. 1.
- Елисеев Н. А. 1928а. Геолого-петрографический очерк северо-восточного побережья озера Сег-Озера. Тр. Лен. об-ва естествоисп., т. LVIII, вып. 1.
- Елисеев Н. А. 1928б. О Сегозерских спилитах. Зап. Росс. Минер. о-ва, ч. 57, вып. 1.
- Елисеев Н. А. 1929а. Гранито-гнейсовая формация Сегозерского района в Карелии. Тр. Лен. об-ва естествоисп., т. LIX, вып. 4.
- Елисеев Н. А. 1929б. К вопросу о генезисе месторождений Сегозерского горшечного камня. Зап. Росс. минер. об-ва, II сер., ч. LVI, вып. 1.
- Ермилов И. Я., Красноруцкая А. А., Семенов И. С., Судовиков Н. Г. 1925. Южная часть полуострова Заонежья. Геогр. вестн., т. II, вып. 3—4.
- Железные руды Карелии. Сб. Сыр. и топ. рес. Лен. обл. Ленхимсектор.
- Желубовский Ю. С. 1932. Углистые сланцы. Осведом. бюл. по полезн. ископ. Лен. обл. и АК ССР, № 6.
- Желубовский Ю. С. 1934. К геологическому строению Туломозерского района АК ССР. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 6. Юб. сб. посв. акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу.
- Желубовский Ю. С. и Лебедева О. Н. 1936. Геологическое описание района дер. Улялеги АК ССР. Мат. по геол. и пол. ископ. КАССР, сб. 1, Лен. геол. трест.
- Желубовский Ю. С., Озеров И. М., Рохлин М. И., Сафронов Н. И. 1937. Геология и полезные ископаемые Туломозерско-Соддерского р-на юго-западной Карелии. Петрозаводск. Изд. Карельск. НИИ.

- Жузе А. П. 1939. К истории древнего Ивинского озера в верховьях р. Свири. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 71, вып. 9.
- Жузе А. П. и Порецкий В. М. 1927. Диатомовые из межледниковых отложений на р. Ваге. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, вып. 1.
- Затоковенко В. А. 1934. Геологические наблюдения в районе дер. Тумчи в Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, № 26, сер. геол.-почв. наук, вып. 6. Тр. ин-та земной коры.
- Зверинцев Л. Н. 1897/1898. Результаты осмотра местности от Петрозаводска далее к северу. Ежегод. по геол. и минер. России, т. II, отд. 1, № 8.
- Зембицкий. 1830. О шокшинском и соломенском камнях. Тр. СПб Мин. об-ва, т. 1.
- Земляков Б. Ф. 1928. Доисторический человек северо-западной области в связи с ее геологией в послеледниковое время. Докл. АН СССР.
- Земляков Б. Ф. 1929. Палеонтологические разведки в районе Бесова Носа на Онежском озере. Природа.
- Земляков Б. Ф. 1936. Четвертичная геология Карелии. Изд. Кар. научн.-иссл. ин-та.
- Земляков Б. Ф. 1939. Четвертичные отложения Карельской АССР. Тр. Сов. секц. МАИЧПЕ, вып. IV.
- Земляков Б. Ф., Покровская И. М., Шешукова В. С. 1941. Новые данные о позднеледниковом Балтийско-Беломорском соединении. Тр. Сов. секц. Междун. ассоц. четверт. периода, т. V.
- Земятченский П. 1906/1907. Силико-магнезио-флюорит, новый минерал из Луппико в Финляндии. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XXXVII, вып. 1 (Протокол засед.).
- Златковский В. 1874. Микроскопический характер олигоклаза из некоторых горных пород Финляндии и Олонецкой губернии. Зап. СПб минер. об-ва, 2 сер., ч. 9.
- Иванов В. В. и Ренгартен. 1935. Минеральные грязи и воды Карелии. Лечебные местности Карелии. Сб. 1.
- Игнатъев Н. А. 1934. Амфиболиты, гранатовые гедрититы и слюдиты окрестностей с. Шуерецкого. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 6. Юб. сб., посв. акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу.
- Игнатъев Н. А. 1936а. Кварцево-скаполитовая жила из окрестностей Пулонгских озер. Изв. Лен. геол. треста, № 3(12).
- Игнатъев Н. А. 1936б. Опыт исследования дистеноносных пород некоторых м-ний Карельской АССР. Уч. зап. Пермск. Гос. ун-та, т. II, вып. 2.
- Игнатъев Н. А. 1937. К петрографии Шуерецкого района. Тр. Кольск. базы АН СССР, вып. 4, Сб. геол. работ.
- Игнатъев Н. А. 1948. Геолого-петрографический очерк окрестностей Пулонгских озер в Карело-Финской ССР. Уч. зап. Пермск. гос. ун-та, т. IV, вып. 4.
- Иностранцев А. А. 1868. Петрографический очерк Валаам. Тр. 1 съезда Русск. Естеств. Отд. мин. и геол.
- Иностранцев А. А. 1869. Геогностическое строение западного берега Онежского озера. СПб.
- Иностранцев А. А. 1870а. Геогностическое строение западного берега Ладожского озера. Мат. для геол. России, т. II.
- Иностранцев А. А. 1870б. Метаморфизация известняков и доломитов. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. 1, вып. 2.
- Иностранцев А. А. 1870в. О черном доломите дер. Кяппесельги Олонецкой губ. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. 1, вып. 2.
- Иностранцев А. А. 1870г. Сообщение об экскурсии к Белому морю. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. 1 (Протоколы засед.).
- Иностранцев А. А. 1871а. Геологический обзор местности между Белым морем и Онежским озером. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. II.
- Иностранцев А. А. 1871б. Сообщение о геологической экскурсии между Онежским озером и р. Онегой. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. II (Протоколы засед.).
- Иностранцев А. А. 1871в. Сообщение о микроскопических исследованиях озерных железных руд Русского Севера. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. II.
- Иностранцев А. А. 1872. Геологические исследования на Севере России в 1869—1870 году. (Отчет). Тр. СПб об-ва естествоиспыт. т. III.
- Иностранцев А. А. 1874а. О вариолите. Зап. СПб минер. об-ва, кн. IX.
- Иностранцев А. А. 1874б. Сообщение о геологических исследованиях восточной части Повенецкого уезда Олонецкой губ. Зап. СПб минер. об-ва, 2 сер., ч. IX (Протоколы засед.).
- Иностранцев А. А. 1875а. О горных породах Повенецкого уезда (кварциты и кварцитовые сланцы). Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. VI.

- Иностранцев А. А. 1875б. О горшечном камне Повенецкого уезда Олонецкой губ. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. VI.
- Иностранцев А. А. 1875в. Сообщение о результатах исследования зеленокаменных пород Повенецкого у. Олонецкой губ. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. VI (Протоколы засед.).
- Иностранцев А. А. 1876. Сообщения о горных породах Олонецкой губернии. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. VII (Протоколы засед.).
- Иностранцев А. А. 1877а. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений. Мат. по геол. России, т. VII.
- Иностранцев А. А. 1877б. Сообщение о землестом угле из Повенецкого у. Олонецкой губ. и о древности пород того же уезда. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. VIII. (Протоколы засед.).
- Иностранцев А. А. 1878а. Наблюдения над вариолитами. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. V, вып. 1.
- Иностранцев А. А. 1878б. Шунгский антрацит. Зап. СПб Минер. об-ва, кн. XIII (Протоколы).
- Иностранцев А. А. 1879. Новый крайний член в ряду аморфного углерода. Горн. журн., т. II, № 5—6.
- Иностранцев А. А. 1880. О псевдоморфозах бурого железняка из д. Койкары. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. VI, № 5—6.
- Иностранцев А. А. 1883. Результаты исследования по Маткозерскому каналу. Тр. СПб об-ва естествоисп. т. XIV, вып. 2.
- Иностранцев А. А. 1886. О шунгите. Горн. журн., № 12.
- Иностранцев А. А. 1888. Сообщение об анализах разновидностей серпентитов из Хопунвары близ Питкяранты. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XIX, вып. 2 (Протоколы засед.).
- Иностранцев А. А. 1914. О происхождении шунгита. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XXXV, вып. 5.
- Иосса Г. 1834. Известие о нахождении олова и меди в Питкяранте в Финляндии. Горн. журн., ч. IV, кн. 10.
- Искюль Е. В. 1937. Сравнительное изучение Грузинских агатов и Карельских халцедонов. Тр. Центр. научн.-иссл. лабор. камней самоцветов Гостреста «Русск. самоцветы», Изд. Ленгорисполкома.
- Карбасников М. Н. 1937. О высоте береговой линии межледникового моря в бассейне р. Сев. Двины. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, в. III.
- Карпинский А. П. 1871. Указание на значительное распространение эпидозита в Олонецкой губ. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XXXV.
- Карпинский А. П. 1919. Очерки геологического прошлого Европейской России. Петроград.
- Карпинский А. А. 1933. О подготовке исследований режима подземных вод в районе Балтийского моря на территории СССР, IV Гидрол. конфер. Балт. стран, вып. 50, VI секц. подземн. вод. Гос. гидрол. ин-т.
- Каульбарс Н. 1901. Озы Скандинавского ледяного периода. Изв. Русск. Геогр. об-ва, т. XXXVII, вып. 111.
- Каун Ф. 1915. Месторождение и разработка тяжелого шпата в Олонецкой губ. Изв. об-ва изуч. Олонецкой губ., № 5—8.
- Кишенко И. А. 1915. Геологический и орографический очерк Олонецкой губернии и естественно-исторические районы ее. Петрозаводск.
- Коленко П. 1880. Геологические исследования в Олонецкой губ. Зап. СПб минер. об-ва, кн. XV (Протоколы).
- Коленко Б. З. 1881. Результаты геологических исследований в Заонежье (Петрозаводского у. Олонецкой губ.) Зап. СПб минер. об-ва 2 сер, т. XVI (Протоколы).
- Коленко Б. З. 1885. Геологический очерк Заонежья. Мат. для геол. России, т. XII.
- Колубовский И. 1932. Минеральные богатства Карельской АССР. Госнаучтехиздат.
- Комаров. 1842. Геогностические примечания к карте Олонецкого горного округа. Горн. журн., ч. 1.
- Комаров. 1851. О строительных материалах Олонецкой губернии. Горн. журн., № 10.
- Комлев Л. В. 1937. К вопросу о возрасте пегматитовых жил Карелии. Сб. Межд. геол. конгр., XVII сесс. Тезисы докл.
- Комов А. А. 1932. Рельеф и полезные ископаемые вдоль Мурманской ж. д. в Южной Карелии. Изв. гос. геогр. об-ва, т. LXIV, вып. 4—5.

- Конради С. А. 1914. Отчет о геологических исследованиях в Олонецкой губернии. Изв. Геол. ком., т. XXXIII (отчет о сост. и деят. Геол. ком. в 1913 г.).
- Конткевич. 1878а. Описание месторождения антрацита близ села Шунги в Олонецкой губернии, Повенецкого уезда. Горн. журн., т. III, № 7.
- Конткевич С. 1878б. Результаты исследования шунгинского антрацита. Зап. СПб минер. об-ва, кн. 13 (Протоколы).
- Конткевич С. 1879. Описание месторождения антрацита близ села Шунги в Повенецком уезде Олонецкой губернии (с геологической картой местности). Зап. СПб минер. об-ва, II сер., т. XIV.
- Косой Л. А. 1936а. Архейские известняки и генезис беломорской толщи Карелии. Уч. зап. ЛГУ № 10, сер. геол.-почв.-геогр., вып. 3. Земная кора, т. II.
- Косой Л. А. 1936б. Новое м-ние кварц-полевошпатового сырья Сев. Карелии. Изв. ЛГГТ. № 4(13).
- Косой Л. А. 1939а. Геолого-петрографический очерк Керетьского района Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ № 26, сер. геол. почв. наук, вып. 6.
- Косой Л. А. 1939б. Пегматитовые жилы Сорокского района Северной Карелии. Изд. ЛГУ.
- Костылев В. 1925. Тальк и тальковый камень. Мат. для изуч. естество.-произв. сил СССР, № 2.
- Кратц К. О. 1954. О титано-магнетитовом оруденении в иотнийских основных породах Южной Карелии и генезисе магматических титано-магнетитовых месторождений. Мат. Лабор. геол. докембр., вып. 2.
- Кратц К. О. 1955а. Нижний протерозой Карелии в цифрах аргонового метода. Тр. 3-й сессии Комиссии по опред. абсолютного возраста геол. формаций. Изд. АН СССР.
- Кратц К. О. 1955б. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. Лаборат. геол. докембрия, вып. 5. Сб. стат. по геол. докембрия Балт. щита, Памира и Тувы и общие вопр. геол. и петрогр.
- Кратц К. О. 1957а. Обзор тектоники СССР по регионам. Древние платформы. Восточная часть Балтийского щита.
- Кратц К. О. 1957б. О генезисе магматических титано-магнетитовых месторождений. Тр. Лаборат. геологии докембрия АН СССР, вып. 7.
- Кратц К. О. 1957в. Стратиграфия. Обзор докембрия СССР по регионам. Карелия и Кольский п-ов. «Стратиграфия СССР».
- Кратц К. О. и Нумерова В. Н. 1957. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. Мат. по геологии и полезным ископаем. северо-запада СССР.
- Кратц К. О. 1958. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР.
- Кошиц К. М. 1936. Сагвандиты Толвантозерского района. (Северная Карелия). Изв. Лен. геол. треста, № 4.
- Кропоткин П. А. 1876. Исследования о ледниковом периоде. Записки Русск. Геогр. об-ва по общей географии, т. 7, вып. 1. СПб.
- Кругловский М. М. 1923. Горнопромышленность Олонецкого края, Кемского и Кольского уездов Архангельской губернии. Тр. Центр. Упр. промыш. разведок, вып. 3.
- Крылов Н. В. 1946. Разведка железорудных месторождений Карело-Финской ССР. Геол. производ. Сб. Лен. геол. упр., декабрь.
- Крыжановский В. 1931. Геохимия месторождения шунгита. Минер. сырьё, № 10—11.
- Кулибин К. А. 1872. О месторождениях железных руд в крестьянском наделе Туломозерской дачи, Олонецкой губернии, Олонецкого уезда. Горн., журн., ч. IV, № 11—12.
- Кулибин К. А. 1873а. Исследование месторождений железных руд в крестьянских дачах Туломозерского и Сортмяжского обществ. Зап. СПб минер. об-ва, 2 сер., ч. VIII (Протоколы).
- Кулибин К. А. 1873б. О месторождениях железных руд в крестьянском наделе Туломозерской дачи в Олонецкой губ. Зап. минер. об-ва, 2 сер., ч. VIII.
- Кулибин К. А. 1873в. О месторождении медных руд в западной части Олонецкой губернии, близ Финляндской границы. Зап. СПб Минер. об-ва, кн. 6 (Протоколы).
- Кулибин К. А. 1878. Железные руды в Олонецкой губ. голос. № 9.
- Куплетский Б. М. 1923. Беломорский участок Мурманской ж. д. от ст. Надвойцы до ст. Кандалакши. Сб. Произв. силы района Мурман. ж. д. Петрозаводск.
- Куплетский Б. М. 1924. Полевые шпаты в Кемском районе. Мат. для изуч. естество.-произв. сил России. Изд. КЕПС АН СССР, вып. 48, Каменн. строит. мат. сб. 2.



- Куплетский Б. М. 1932. Геологические наблюдения в Северной Карелии летом 1929 г. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 2.
- Купфер Э. А. 1922. Отчет об исследованиях беломорских полевых шпатов и слюды. Тр. Сев. научн.-промысл. экспед., вып. 14.
- Курбатов С. М. 1932. Скаполит, доизит и вторичный альбит из пегматитовой жилы Лампи Варака. Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, сер. минер. № 2.
- Курбатов С. С. 1935. Кристаллы альбита из пегматитовой жилы «Кривое озеро» в Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, т. 1, сер. геол.-почв.-геогр., вып. 1.
- Курбатов С. С. К вопросу о генезисе вторичных слюд из пегматитов Северной Карелии. Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, сер. минер., № 2.
- Куторга С. 1851. Геол.-путеводитель по финляндским берегам и островам Ладожского озера и Финского залива. Библиотека для чтения, № 2.
- Лабунцов А. 1925а. Месторождение уранинита (урановой смоляной руды) в Северной Карелии. Горн. журн., № 10.
- Лабунцов А. Н. 1925б. Месторождение урановых соединений в Карельской республике. Докл. Акад. наук СССР, сер. А, июль—сентябрь.
- Лабунцов А. Н. 1927а. К минералогии Северной Карелии. Изв. АН СССР, сер. VI, т. XXI, 1 полут., № 7—8.
- Лабунцов А. Н. 1927б. Обследование пегматитовых жил Северной Карелии. Осведом. бюлл. АН СССР, № 15—16 (28—29).
- Лабунцов А. Н. 1930. Карельская АССР. Отчет о деят. АН СССР в 1929 г. ч. II.
- Лабунцов А. Н. 1939. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. Сб. «Пегматиты СССР», т. II АН СССР.
- Лаврова М. А. 1928. Двинско-Онежская экспедиция. Отчет о деятельности АН СССР за 1927 г. Часть II.
- Лаврова М. А. 1931. К геологии Онежского п-ова Белого моря. Тр. Геол. музея АН СССР, т. VIII.
- Лаврова М. А. 1933. К познанию четвертичных отложений Поморского берега Белого моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. III.
- Лаврова М. А. 1933. О результатах геологических исследований в районе Беломорского бассейна. Тр. II Междун. конфер. ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. II.
- Лаврова М. А. 1939а. К вопросу о возрасте морских межморенных отложений гор. Петрозаводска и р. Мги. Тр. Сов. секц. по изуч. четверт. периода, вып. IV.
- Лаврова М. А. 1939б. Фауна моллюсков Петрозаводского морского постплиоцена. Автореферат доклада на 2 пленуме Комиссии по карте Сев. Сек. МАИЧПЕ. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. IV.
- Лаврова М. А. 1939в. О результатах исследований четвертичных отложений Кольского п-ва Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV.
- Лаврова М. А. 1946. О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме. Пробл. палеограф. четв. периода. Тр. ин-та геогр. АН СССР, вып. 37.
- Лаврова М. А. 1948. О Балтийско-Беломорском межледниковом соединении. Тр. II. Всесоюзн. географ. съезда, т. II.
- Лаврова М. А. 1952а. Основные этапы четвертичного периода севера Европейской части СССР. Мат. по четв. периоду СССР, вып. 3.
- Лаврова М. А. 1952б. О стратиграфии четвертичных отложений Сев. Двины от устья р. Ваги до Кнецгорья. Тр. Сов. секц. МАИЧПЕ, вып. 1.
- Лебедев А. Н. 1935. КАССР. Лечебные источники Карелии. Сб. Ленинград.
- Лебедев А. Н. 1935. Лечебные местности Карелии. Сб. ЛГУ.
- Лебедев В. И. 1950а. К минералогии кварцево-карбонатных жил Северной Карелии. Изв. Карело-Финск. АН СССР, № 1, Петрозаводск.
- Лебедев В. И. 1950б. Кварц-кальцитовые гидротермальные жилы КФССР. Изв. Карело-Финск. фил. АН СССР, № 1.
- Лебедев В. И. 1951а. К вопросу о процессах образования друзитов, пироксеногранатовых амфиболитов. Тр. Лен. об-ва естествоиспыт., т. LXVIII, вып. 2.
- Лебедев В. И. 1951б. Минералогия пегматитовой жилы «Кривое озеро» в Северной Карелии. Изв. Карело-Финск. фил. АН СССР, № 1.
- Лебедев В. И. 1955а. К минералогии пироксеносодержащих пегматитовых жил Порожечной вараки. Учен. зап. ЛГУ № 188, сер. геол. наук, вып. 5.
- Лебедев В. И. 1955б. О происхождении карбонатно-антофилито-актинолитовых пород мыса Карташ в Сев. Карелии. Учен. зап. ЛГУ, № 188, сер. геол. наук, вып. 5.
- Лебедев В. И. 1955в. Процессы изменения основных пород (в связи с проблемой гранитизации). Вестник ЛГУ, № 4.

- Лебедев Н. Г. 1898а. Настоящее и будущее русской железной промышленности. Изв. Общ. горн. инж. № 1.
- Лебедев Н. Г. 1898б. Пудожгорское месторождение железных руд. Изв. общ. горн. инж. № 1.
- Лебедев П. И. 1913. Петрографические исследования на о-ве Валааме. Изв. СПб политехн. ин-та, т. XIX.
- Лебедев Э. Э. 1927. О деформациях горных пород района с. Надвоиц КАССР. Тр. Лен. об-ва естествоисп., т. LVII, вып. 4.
- Лебедева О. Н. 1935. Пегматиты Улягского района. Изв. Лен. геол. треста, № 5.
- Лебедева О. Н. 1937. Кузарандинское месторождение кобальтсодержащего пирита в Карелии. Редкие мет., № 5—6.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1864. Вариолиты Елгубы Олонецкой губернии.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1885. Сообщение об Олонецкой «черной почве». Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XVI, вып. 2.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1888. Олонецкая диабазовая формация. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XIX.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1889. Об олонекких диабазах и взаимоотношениях диабазов, диоритов и габбро. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XX.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1923. Успехи петрографии в России. СПб, Изв. Геолкома.
- Лисенко К. 1877. Исследование антрацита из окрестностей села Шунги, на берегу Онежского озера в Олонецкой губернии. Горн. журн., т. IV, № 12.
- Лисенко К. 1878. Исследование антрацита из окрестностей села Шунги, на берегу Онежского озера в Олонецкой губернии. Зап. СПб минер. об-ва, 2 сер., ч. XIII.
- Лисенко К. 1879. Данные для определения природы Шунгинского антрацита. Зап. СПб минер. об-ва, 2 сер., ч. XIV.
- Логачев А. А. 1946. Аэромагнитная съемка в Карело-Финской ССР. Разв. недр., № 1.
- Лопатинский Г. 1826. Минералогические и исторические сведения о бывшем Воицком золотом руднике. Горн. журн., № 2.
- Магнитный железяк в Олонецкой губернии. 1859. Горн. журн., ч. IV.
- Майер Г. 1907. Воицкий рудник. Горн. журн., т. 1, № 3.
- Макиеров Я. А. 1886. Сообщение о прежней высоте уровня вод в Ладожском озере. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XVII, вып. 2 (Протоколы засед.).
- Макиеровский. 1851. Обзор действий золотоискательской партии в Архангельской губернии в 1850 г. Горн. журн., ч. II, № 4.
- Макиевский С. И. 1958. О связи слюдоносных пегматитов с гранитными интрузиями и вмещающими породами. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, вып. 2.
- Марков К. К. и Краснов И. И. 1930а. Геохронологическое изучение ленточных осадков в Северо-Западной области. Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода, № 2.
- Марков К. К. и Краснов И. И. 1930б. Северо-западная геохронологическая экспедиция. Отчет о деят. АН СССР в 1929 г. ч. II. Отчет о научн. команд. и экспед.
- Марков К. К. 1931а. Геохронологические исследования в Карельской АССР и Ленинградской области. Природа, № 4.
- Марков К. К. 1931б. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Главн. геолог.-развед. управления ВСНХ СССР, вып. 117.
- Марков К. К. 1933. Иольдиевое море и проблема Балтийско-Беломорского пролива. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. XV, вып. 4.
- Марков К. К., Порецкий В. С. и Шляпина Е. В. 1934. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в последниковое время. Тр. комисс. по изуч. четверт. периода, т. IV, вып. 1.
- Марков К. К. 1935. Иольдиевое море и проблема Балтийско-Беломорского пролива. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 67, вып. 1.
- Марков К. К. 1939. О содержании понятий «ледниковая эпоха» и «межледниковая» эпоха. Изв. гос. географ. об-ва, т. 71, вып. 7.
- Марков К. К. 1955. Очерки по географии четвертичного периода. Географиздат.
- Малышев И. И. 1958. Закономерности образований и размещение месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат.
- Материалы по полевым шпатам и гранатам Карелии. 1935. Изд. Карельск. научн.-иссл. ин-та, Петрозаводск.
- Машковцев С. К. 1917. Геологические исследования вдоль линии Мурманской ж. д. от ст. Энгозеро до ст. Кандалакша. Изв. Геол. ком. т. 37.

- Машковцев С. 1927. К вопросу о беломорских друзитах. Тр. Лен. об-ва естествоиспыт., т. LVII, вып. 4.
- Мефферт Б. Ф. 1919. Шунгинское месторождение антрацита в Повенецком уезде Олонецкой губернии. Естеств.-произв. силы России. Изд. Геол. ком., т. IV, вып. 20. Ископаемые угли.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1820. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Кемском уезде Архангельской губернии. Зап. СПб минер. об-ва, 2 сер., ч. XXV (Протоколы).
- Миклухо-Маклай М. Н. 1887. Геологический очерк Олонецкого уезда и островов Ладожского озера, расположенных вокруг Валаама. Мат. для геологии России, т. XVIII.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1889. О геологическом строении Олонецкого уезда (Предварительный отчет). Зап. СПб минер. об-ва, кн. 25.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1892а. Геологические исследования в Архангельской и Олонецкой губ. Зап. СПб минер. об-ва, кн. 29.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1892б. О динамо-гидрометаморфическом происхождении гнейсов из осадочных пород в Олонецкой губ. Зап. СПб минер. об-ва, кн. 29.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1892в. О ледниковом наносе в Кемском уезде и Олонецком уезде. Зап. СПб минер. об-ва, кн. 29.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1892г. Указания на интерес геологического исследования части Петрозаводского уезда по течению р. Шуи и Кемского уезда Архангельской губернии. Зап. СПб минер. об-ва, кн. 29.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1895. О характере выветривания диорита на разных глубинах буровой скважины д. Койкоры. Зап. СПб минер. об-ва, кн. 34, вып. 1.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1897а. Геологический очерк Олонецкого уезда и островов Ладожского озера, расположенных вокруг Валаама. Мат. для геол. России, т. XVIII.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1897б. Сообщение о характере выветривания диорита с берегов р. Суны у Койкоры. Зап. СПб минер. об-ва, кн. 35, вып. 1.
- Мионов В. А. 1910. Геологические очерки островов Великой Губы. Тр. студент. научн. кружка физ.-мат. ф-та СПб ун-та, вып. 11.
- Мионов В. А. 1916. Краткий отчет о поездке в Велимяки в феврале 1916 года. Тр. Комисс. сырья. Комит. военно-техн. помощи объедин. научн. и техн. организаций, вып. 1.
- Михайловский С. Н. 1924. Поисково-разведочные работы в Мурманском районе на западном побережье Лоухского озера с целью отыскания месторождений слюды, полевого шпата и кварца. Изв. Геол. ком. (отчет за 1923 г.), т. 43, № 2.
- Мишарев Д. Т. 1947. Сырьевая база слюдяной промышленности КФССР и перспективы ее развития. Тр. конф. по минеральным ресурсам КФССР.
- Мишарев Д. Т., Смирнова В. С., Солодкая Р. И. 1957. Геологическое строение и пегматитовость Беломорского комплекса (серии) архея. Мат. по геологии и полезн. ископаемым северо-запада СССР.
- Мишарев Д. Т., Смирнова В. С., Амеландов А. С. 1957. Перспективы слюдоносности Карело-Финской ССР и Мурманской области. Сб. научно-техн. информации. Мин. геологии и охраны недр. № 4.
- Можейко Ц. 1934. Межледниковые отложения Петрозаводска. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. III, вып. 2.
- Мокринский В. В. 1932. Проблема шунгита и шунгитоносных сланцев Южной Карелии. Вестн. Всес. геол.-разв. объедин., т. VII, № 1—2.
- Морозова В. Г. 1937. Геоморфологический очерк Олонецкого района Карельской АССР. Изв. гос. геогр. об-ва, т. 69, вып. 4.
- Мощанский Л. 1916. Старинные медные и свинцовые рудники в Олонецкой губернии. Материалы по данным архива Олонецкого горного округа. Изв. об-ва изуч. Олонецк. губ., т. 7, № 3—4. Петрозаводск.
- Намоюшко В. И. и Хазанович К. К. 1947. Новые железорудные месторождения Карело-Финской ССР. Горн. журн., № 5.
- Ненадкевич К. А. 1926. О химическом составе уранинитов Карелии и отношение в них свинца к урану. Изв. АН СССР вып. VI, сер., № 9.
- Неуструев Ю. С. 1933. Цветные металлы Карелии. Тр. 1-ой Карельск. геол.-разв. конфер. Лен. геол. треста.
- Неуструев Ю. С. 1934. О поисках сульфидов в Карелии. Изв. ЛГГТ, № 1.
- Неуструев Ю. С. и Альбов Н. В. 1934. К вопросу о молибденовых месторождениях Карелии. Изв. ЛГГТ, № 3.
- Неуструев Ю. С. 1935а. О направлении дальнейших исследований. Сб. Контуры геол. пробл. Севера Европ. части СССР. Под ред. А. А. Полканова. Изд. Геол.-разв. и геодез. лит-ры.

- Неуструев Ю. С. 1935б. О никеле в Северной Карелии. Разв. недр, № 24.
- Неуструев Ю. С. 1935в. Состояние исследованности минеральных ресурсов. Сб. Контуры геол. пробл. Севера Европ. части СССР. Под ред. А. А. Полканова. Изд. Геол.-разв. и геод. лит.-ры.
- Неуструев Ю. С. 1936а. О никеле в Карелии. Изв. Лен. геол. треста, № 2 (11).
- Неуструев Ю. С. 1936б. Поисковые работы по методу рудных валунов. Мат. по геол. и полезн. ископ. Карельск. АССР, сб. № 1. Лен. геол. треста.
- Неуструев Ю. С. 1938а. Изучим недра Карелии. Карельск. гос. музей, сер. метод. краеведч., вып. 3, Петрозаводск.
- Неуструев Ю. С. 1938б. К изучению стратиграфии и метаморфизма кристаллических пород района Чупа—Тикше-Озеро в Северной Карелии. Тр. Лен. геол. треста, вып. 20.
- Неуструев Ю. С. 1939. Карелиды Северной Карелии. Тр. XVII сесс. Межд. геол. конгр., т. 2.
- Неуструев Ю. С. 1941. Геологический очерк района ст. Надвоицы. Сб. Лен. геол. упр. Мат. по геол. и полезн. ископ. Карело-Финской ССР, Лен. и Мурман. обл., № 4.
- Низковский П. Л. 1926. Берега Онежского озера—каменная база для РСФСР. Минер. сырье и его перераб., № 2.
- Низковский П. Л. и Елисеев Н. А. 1927. Геология и полезные ископаемые Сегозерского района. Эконом. и стат. Карелии, № 1—2.
- Низковский П. Л. 1932а. Граниты и диабазы. Сб. сырья и топливн. ресур. Лен. обл.
- Низковский П. Л. 1932б. Кварциты. Сб. сырья и топливн. ресур. Лен. обл.
- Низковский П. Л. 1932в. Мраморы Карелии. Сб. сырья и топливн. ресур. Лен. обл.
- Низковский П. Л. 1932 г. Шифер, кровельные сланцы, талько-хлоритовый камень. Сб. сырья и топливн. ресур. Лен. обл.
- Никитин В. Д. 1947. Генетические типы пегматитов северо-восточного побережья Ладожского озера. Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР, № 1—2. Петрозаводск.
- Никитин В. Д., Боровиков П. П., Шуркин К. А., Свирская Е. В., 1947. Северо-ладожские пегматиты. Бюлл. техн. информ. Ленгеолнерудтреста. Май.
- Никитин В. Д. 1947. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии. Зап. Всес. минер. об-ва ч. LXXVIII, № 3.
- Никитин В. Д. и Шуркин К. А. 1948. О генезисе северо-ладожских пегматитов и их промышленной ценности. Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР, № 2. Петрозаводск.
- Никитин В. Д. 1949а. Геология и минералогия приладожских пегматитов. (Основные результаты работ 1946—1948 гг.). Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР, № 2. Петрозаводск.
- Никитин В. Д. 1949б. Некоторые данные о генезисе слюдяных пегматитов Северной Карелии и о разных генерациях промышленно-ценного мусковита в них. Бюлл. техн. информ. Ленгеолнерудтреста, № 6.
- Никитин В. Д. 1949в. Процессы формирования керамических пегматитов Приладожья. Бюлл. техн. информ. Ленгеолнерудтреста, № 1.
- Никитин В. Д. 1949 г. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 78, вып. 3.
- Никитин В. Д. 1950. К генезису слюдяных пегматитов Карелии. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 79, № 4.
- Никитин В. Д. 1952. Процессы перекристаллизации и метасоматизма в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. Лен. горн. ин-та, т. XXVII, вып. 2.
- Никитин Ю. В., Саухатас И. С. 1958. О литиевых пегматитах северной Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 7.
- Норденшельд. 1858. Заметка об оловянной руде из Питкяранты. Горн. журн., ч. IV.
- Нумерова В. Н. 1936. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кестеньгского района Карельской АССР. Мат. по геол. и полезн. ископ. КАСР, сб. № 1, Лен. геол. треста.
- О Воицком золотом руднике. 1792. Месяцеслов исторический и географический на 1722 год.
- Обследование пегматитовых жил Северной Карелии. 1927. Освед. бюлл. № 15—16 (28—29).
- Овсянников Б. Н. 1918. Медные богатства Олонецкого края и перспективы их разработки. Техн. изв., № 2.

- Овсянников Б. П. 1919. Железородные месторождения Олонецкой губернии. Техн. изв., № 4—6.
- Озерецковский Н. Я. 1791. Обзорение Онежского озера. Месяцеслов исторический и географический на 1791 год.
- Озерецковский Н. Я. 1792. Путешествие по озерам Ладожскому и Онежскому. Изд. Академии Наук.
- Озерецковский Н. Я. 1812. Путешествие акад. Н. Озерецковского по озерам Ладожскому, Онежскому и вокруг Ильмена. Изд. Академии Наук.
- Озерные руды Олонецкого края. 1916. Производ. силы России, № 3.
- Озеров И. М. 1937. Полезные ископаемые Юго-Западной Карелии. Разв. недр., № 11.
- Окнова Т. М. 1935. Химико-минералогическое исследование гранитов и диабазов восточного побережья Онежского озера. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 5.
- Олеинин Л. В. 1935. О применении плагиоклазов карельских месторождений в керамике. Материалы по полевым шпатам и гранитам Карелии. Изд. Кар. научн.-исслед. ин-та, г. Петрозаводск.
- Орлов Н. 1932а. Карельский шунгит-ванадий, топливо, калий, графит. Химик на произв., т. IV, № 9—10.
- Орлов Н. 1932б. О шунгите. Хим. тверд. топлива, т. IV, вып. 2—3.
- Осборн Е. Ф. и Тайт Д. Б. 1954. Система диопсид-форстерит-анортит. Сб. эксперим. исслед. в области петрогр. и рудообраз. Изд. ИЛ.
- Очаповский Б. Л. 1936. Сила тяжести в Карелии и в Северном крае. Экспедиция Акад. наук. Изв. гос. геогр. об-ва т. LXVIII, № 3.
- Пахтусова Н. А. и Элькин О. Н. 1958. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000, лист Р-37 (Онега).
- Перевозчикова В. А. 1957. Геология протерозоя Карелии. Мат. по геол. и полезн. ископ. Северо-запада СССР.
- Перевозчикова В. А. и Петрова Е. А. 1958. Государственная геологическая карта. Масштаб 1:1 000 000, лист Р-35, 36 (Петрозаводск). Объяснительная записка (в печати).
- Перекалина Т. В. 1948. Постладожские граниты Сортавальского района. Изв. Карело-Финск. науч.-иссл. базы АН СССР, № 2, Петрозаводск.
- Перекалина Т. В. 1953. Сложная безкорневая интрузия Перяньеми. Изв. Карело-Финск. фил. АН СССР, № 4. Петрозаводск.
- Перфильев Б. В. 1924. Микробиологическое исследование железных руд озера Выгозера (Хроника Олонецкого края). Научная экспедиция. Изв. Гидролог. ин-та, № 8.
- Перфильев Б. В. 1925. Исследование вопроса о происхождении озерных руд на Сегозере. Изв. Геол. ком., т. XLIV, № 2.
- Перфильев Б. В. и Чернов В. К. 1939. Иловые отложения Сунозера в Карелии как репер абсолютной хронологии. Автореф. Тр. Сов. секц. межд. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. IV.
- Перфильев Б. В. 1952. Изучение заиления водоемов и абсолютная геохронология. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 84, вып. 4.
- Петров Л. С. 1956. Девонские отложения Северо-Запада Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 97.
- Подкорытов Н. И. 1933. Пудожгорское месторождение магнетита, ванадия и титана. Карело-Мурманский край, № 3—4.
- Покровская И. М. 1937а. Некоторые данные микропалеонтологического изучения межледниковых отложений р. Сев. Двины и Ваги. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. 1.
- Покровская И. М. 1937б. О межледниковых отложениях г. Мги. Тр. Сов. секц. МАИЧПЕ, вып. 1.
- Покровская И. М. 1937в. Результаты анализа пыльцы древесных пород подморенных отложений на р. Неглинке (г. Петрозаводск). Тр. Сов. секц. МАИЧПЕ, вып. III.
- Покровская И. М. 1939а. Палеоботаническая характеристика морской подморенной толщи в г. Петрозаводске. Автореф. Тр. Сов. секц. МАИЧПЕ, вып. IV.
- Покровская И. М. 1939б. Палеоботаническая характеристика четвертичных отложений Карелии. Автореф. Тр. Сов. секц. МАИЧПЕ, вып. IV.
- Покровская И. М. и Шешукова В. С. 1939. К вопросу о стратиграфическом положении петрозаводских морских подморенных отложений. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, нов. сер., т. XLVII, отд. геол., т. XVII (6).
- Покровская И. М. и Шешукова В. С. 1941. Новые данные о позднеледниковом морском Балтийско-Беломорском соединении. Тр. Сов. секц. МАИЧПЕ, вып. V.

Полканов А. А. 1935. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Изд. АН СССР.

Полканов А. А. 1936. Основные черты геологии восточной части Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии и очередные проблемы геохронологии по радиоактивному распаду. Сб. акад. В. И. Вернадскому к пятидесятилетию научн. и педагог. деят., т. 1.

Полканов А. А. 1937. Вводные замечания. Сб. Северная экскурсия, Карельская АССР. Межд. геол. конгр., XVII сесс.

Полканов А. А. 1937. Основные черты геологии наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Тезисы Межд. геол. конгр., XVII сесс.

Полканов А. А., Куплетский Б. М., Иванов Н. В. 1937. Маршрут северной экскурсии. Сб. Межд. геол. конгр., XVII сесс.

Полканов А. А. 1939. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Тр. XVII сесс. Межд. геол. конгр. СССР, т. 2.

Полканов А. А. 1940. Краткий очерк дочетвертичной геологии наиболее восточной части Фенноскандии—Карелии и Кольского полуострова. Уч. зап. ЛГУ, № 49. сер. геол.-почв. наук, вып. 9.

Полканов А. А. 1946а. Генетическая систематика интрузивных тел кратогена. Изв. АН СССР, геол., № 6.

Полканов А. А. 1946б. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Тр. юбилейн. научн. сесс. Изд. ЛГУ.

Полканов А. А. 1946в. Перистые трещины и вопросы минерального парагенеза и петрологии. Вопр. минер. геохим. петрогр. АН СССР Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.

Полканов А. А. и Герлинг Э. К. 1946. Шкала абсолютного исчисления геологической истории земли. Изв. АН СССР. сер. геол., № 2.

Полканов А. А. 1947а. Геология Карелии и Кольского полуострова. Сов. геол. за 30 лет. 1917—1947, вып. 28.

Полканов А. А. 1947б. Основные черты геологии Фенноскандии и некоторые проблемы геологии докембрия и палеозоя Карелии. Рефер. научн.-иссл. работ за 1945 г., отд. геол.-геогр. наук АН СССР.

Полканов А. А. 1947в. Принципы геологического картирования и вопросы петрологии интрузивных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Полканов А. А. 1947г. Успехи изучения геологии восточной Фенноскандии за 30 лет Советской власти и некоторые очередные проблемы геологии Карелии. Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР. № 1—2.

Полканов А. А. 1950. Перистые трещины и вопросы минерального парагенеза в петрологии. (Из наблюдений во время северной экскурсии XVII Международного геологического конгресса). Уч. зап. Лен. гос. ун.-та, № 102, сер. геол. наук, вып. 1.

Полканов А. А. 1953а. Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационной дифференциации. Вопр. петрогр. и минерал. АН СССР, вып. 1.

Полканов А. А. 1953б. Граниты платформы и геология и магматизм эпохи хогландия — иотния южной части Балтийского щита. Тр. I совещ. по петрограф.

Полканов А. А. 1953в. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижней границы палеозойской эры. Тр. Лабор. геол. докембр., вып. 2.

Полканов А. А. 1955а. О значении для геологии величин абсолютного возраста, определенных для минералов докембрия Карелии аргоновым методом. Тр. 3-й сессии по опред. абс. возр. геол. форм.

Полканов А. А. 1955б. О механизме пластообразных интрузий платформенных областей. Вопр. геолог. Азии, т. II.

Полканов А. А. 1955в. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи хогландия-иотния южной части Балтийского щита. Тр. Лабор. геол. докембр., вып. 5.

Полканов А. А. 1955 г. Тектоника, кинематика и магматизм эпохи хогландия-иотния южной части Балтийского щита. Тр. 1-го Всес. петрогр. совещ. АН СССР.

Полканов А. А. 1956а. Геология хогландия-иотния Балтийского щита и проблема докембрийского перерыва. Изв. АН СССР, № 1.

Полканов А. А. 1956б. Геология хогландия-иотния Балтийского щита. Тр. Лабор. геолог. докембр., вып. 6.

Половинкина Ю. И. 1939. Аналогия между Волыно-Украинской и Фенноскандской формации архея. Тр. XVII сесс. Межд. геолог. конгр., т. 2. Тезисы.

Полторацкий. 1826. Минералогические и исторические сведения о бывшем Воицком руднике. Горн. журн., ч. II.

- Поляков И. С. 1886. Физико-географическое описание юго-восточной части Олонецкой губернии. Зап. Рус. Геогр. об-ва, № 16.
- Попов А. 1916. О возрождении забытого промысла. Слюда, ее применение и месторождение в Архангельской губернии. Изв. Арханг. об-ва изуч. Русск. севера, № 1.
- Порецкий В. С. 1939. Загадка «петрозаводского морского плиоцена» К. А. Волосовича. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. LXXI, № 5.
- Потулова Н. В. 1924. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Ленинградской области. Изв. геол. ком., т. 43.
- Потулова Н. В. 1929. Геологическое строение района верхнего течения р. Невы и нижнего течения р. Мги. Изв. геол. ком., т. 43, № 10.
- Пражмовский М. О. 1862. О мраморах и каменных ломках в Олонецкой губ. Журн. Мин-ва гос. имущ.
- Прендаль 1896. Питкяранта. Краткое описание Питкярантского месторождения, рудников и заводов.
- Пресман В. 1932. Барит Южного Оленьего острова и его значение для Ленинградской промышленности. Сб. сырья и топливн. ресур. Лен. обл.
- Протопопов В. Н. 1940. Рентгено-спектроскопическое исследование итро-ортита, ортита, монацита и цитролитов Северной Карелии. Мат. ЦНИГРИ, сб. 5, геохим.
- Пузыревский П. 1866. Геогностический очерк Лаврентьевской системы Выборгской губернии. Зап. СПб минер. об-ва, 2 сер., ч. 1.
- Пузыревский. 1868. Об исследованиях, произведенных летом 1867 г. в западной части Олонецкой губ. Тр. 1-го съезда русск. естеств. в СПб. Проток. 4-го засед. Отд. минер. и геол.
- Рантман В. И. 1926. Полезные ископаемые Карелии (степень их использования в прошлом и перспективы на будущее). Эконом. и стат. Карелии, № 4.
- Рантман В. И. 1926. Результат геологоразведочных работ ЦСНХ в Кемско-Ухтинском районе. Изд. ЦСНХ АКССР.
- Рантман В. И. 1928. Результаты геологоразведочных работ ЦСНХ в Кемско-Ухтинском районе в 1926 году. Сб. мат. по геол. и полезн. ископ. Карелии, Петрозаводск.
- Равдоникас В. И. 1940а. Вновь открытые наскальные изображения на побережье Белого моря. Бюлл. ком. по изуч. четверт. периода, № 6—7—Итоги работ 2-го пленума Комисс. ископ. челов. сов. секц. Междун. ассоц. по изуч. четверт. периода.
- Равдоникас В. И. 1940б. Неолитический могильник на Онежском озере. Бюлл. ком. по изуч. четверт. периода, № 6—7. Итоги работ 2-го пленума комисс. ископ. челов. сов. секц. Межд. ассоц. по изуч. четверт. периода.
- Рихтер Г. Д. 1936. Орографические районы Кольского п-ова. Тр. Инст. физич. географ. АН СССР, вып. 19.
- Розанов Ю. А. 1938. Обзор месторождений кровельных сланцев СССР. Изд. полигр. бюро НКМП РСФСР.
- Романовский Е. 1880. Геологические исследования в Олонецкой губернии. Зап. СПб минер. об-ва, кн. 15 (Протоколы).
- Рохлин М. И. 1935. Улягское месторождение керамических пегматитов. Керело-Мурм. край, № 1—2.
- Рохлин М. И. 1936а. Диафориты Южной Карелии. Тр. Лен. об-ва естествоисп., т. LXV, вып. 1.
- Рохлин М. И. 1936б. Шеелит и монацит в рапакиви Улягского района. Изв. Лен. геол. треста, № 2.
- Рохлин М. И. и Соловьева Е. В. 1936а. Улягские пегматиты. Сб. Пегматиты СССР, 1.
- Рохлин М. И. и Соловьева Е. В. 1936б. Улягское месторождение пегматитов. Изв. Лен. геол. треста № 1.
- Руденко С. А. 1952. Полевые шпаты керамических пегматитов Южной Карелии. Зап. Лен. горн. ин-та, т. XXVII, вып. II.
- Рябинин В. Н. 1941. Органические остатки в карбонатных породах Южной Карелии. Сб. Лен. геол. упр., № 4.
- Салоп Л. И. 1941. Геология пегматитовых месторождений Северной Карелии. Уч. зап. Лен. гос. ун-та, № 45, сер. геол.-почв. наук, вып. 8.
- Саранчина Г. М. 1941. Контактные изменения основных изверженных пород (друзитов) Керетского района. Сб. Тезисы докл. на учен. сесс. Ин-та земн. коры, посвящ. 120-ти лет. со дня рожд. Ф. Энгельса с 10/III—22/III—1941 г. Лен. гос. ун-т. Геол. почв. ин-т.
- Саранчина Г. М. 1946. Оливиновые габбро-нориты (друзиты Керетского района (Беломорье). Уч. зап. ЛГУ № 93 (1946) серия геол. почв. наук, вып. 14.

- Саранчина Г. М. 1948. Петрология Велимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление. Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР, № 2. Петрозаводск.
- Саранчина Г. М. 1949а. Петрология Калаамской интрузии (юго-западная Карелия). Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР, № 2. Петрозаводск.
- Саранчина Г. М. 1949б. Постладожские интрузии основных пород юго-западной Карелии. Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР, № 2. Петрозаводск.
- Севергин В. М. 1805. Обзорение Российской Финляндии или минералогические и другие примечания, учиненные во время путешествия в 1804 г.
- Северная экскурсия. 1937. Карельская АССР. Межд. геол. конгр., XVII сесс.
- Симонен А. 1958. Докембрий Финляндии. (Реферат сообщения во ВСЕГЕИ, август 1957, Ленинград). Бюлл. научн.-техн. информ., № 3 (15) Мин. геол. и охраны недр.
- Скороход В. 1932. Фауна межледниковых отложений р. Мги. Тр. ВГРО, вып. 225.
- Скропышев А. В. 1948. О перспективах слюдоносности Лоухского района КФССР. Бюлл. техн. информ. Ленгеолнерудтреста.
- Скропышев А. В. 1949. О закономерностях в пространственном распределении пегматитовых образований Северной Карелии. Бюлл. техн. информ. Ленгеолнерудтреста, № 6.
- Соболевский. 1839. Обзорение старой Финляндии и описание Рускеальских мраморных ломок. Горн. журн., кн. 2, 4, 6.
- Советов С. А. 1930. К вопросу об использовании воды из озер Лососинского и Машезерского для водоснабжения города Петрозаводска. Изв. Гос. гидрол. ин-та, № 28.
- Соколов Б. А. 1946. Нижний карбон Вытегорского района. Основные черты стратиграфии и палеографии северного крыла Подмосковского бассейна. Уч. зап. ЛГУ, № 93, сер. геол.-почв. наук, вып. 14.
- Соколов Б. С. 1952. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геолог. № 5.
- Соколов В. 1921. Колчеданы и месторождения их в Олонецком крае. Горн. дело, т. II, № 6.
- Соколов В. А., Корельская Г. Ф. 1950. К вопросу о распределении некоторых химических элементов в породах терригенно-карбонатных толщ протерозоя района оз. Суо-Ярви в Карелии. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, вып. 2.
- Соколов В. А. 1951. Минеральные краски Карелии и их применение. Изд. Карело-Финск. фил. АН СССР.
- Соколов В. А. 1955. К геологии верхнекарельских образований Прионежья. Тр. Карело-Финск. фил. АН СССР, в. III.
- Соколов В. А. 1955. К вопросу о происхождении доломитов Прионежья в Карелии. ДАН СССР, т. 103, № 6.
- Соколов В. А. 1955. Очерки о карельск. известн. и мраморе. Петрозаводск.
- Соколов В. И. 1917. Олонецкий край. Естеств.-произв. силы России, т. IV, вып. 7. Медь.
- Соколов В. И. и Соколов Д. В. 1917. Исследования в пределах Олонецкого края. Изв. Геол. ком., т. 36, № 1. Отчет за 1916.
- Соколов В. И. 1919. Справка о Воицком и Серебряногорском рудниках. Изв. Геол. ком., т. XXXVIII, № 2.
- Соколов Д. В. 1919. Предварительный отчет о летних работах 1917 г. Изв. Геол. ком., т. XXXVII (1918).
- Соколов Н. Н. 1934. К вопросу о генезисе и эволюции ледниковых форм равнин. Пробл. физ. географии, № 1.
- Солодовникова Л. Л. 1935. Материалы по изучению полевых шпатов из пегматитовых жил Северной Карелии. Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, вып. 5.
- Строна А. О. 1929. О некоторых друзитах Кандалакшского залива Белого моря. Маг. по общ. и прикл. геол. Геол. ком., вып. 127.
- Судиславлев К. К. 1933а. Доломиты и мраморы. Справочн. Полезн. ископ. Лен. обл. и Карельск. АССР, ч. II КАССР. Лен. геол. трест.
- Судиславлев К. К. 1933б. Карбонатные породы Карелии. Карбон. породы Лен. обл., Сев. края и КАССР, вып. 13, ВГРО, Сев.-Зап. геол. упр.
- Судиславлев К. К. 1933в. Пирротины и пириты. Справочн. Полезн. ископ. Лен. обл. и КАССР, ч. II. Карельская АССР. Лен. геол.-разв. трест.
- Судиславлев К. К. 1934. Новое месторождение пегматита Болотная губа в Северной Карелии. Изв. Лен. геол.-разв. треста, вып. 1.
- Судовиков Н. Г. 1925. Геологические наблюдения в северной части Заонежья. Геогр. вестн., т. II, вып. 3—4.



- Судовиков Н. Г. 1929. Геологоразведочные работы в южной части Кемского и Ухтинского уездов КАССР (138 лист 10-верстной карты). Отчет о состоян. и деят. Геол. ком. за 1926/27 гг.
- Судовиков Н. Г. 1931а. Запасы гальки. Вестн. Главн. геол.-разв. упр., т. VI, № 5—6.
- Судовиков Н. Г. 1931б. Материалы к петрографии Центральной Карелии. Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. I, вып. 51.
- Судовиков Н. Г. 1931в. Результаты обследования каменных строительных материалов по восточному берегу Онежского озера. Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 114.
- Судовиков Н. 1932. Точильные и дефибрерные камни АКССР. Сырьев. и топливн. ресур. Лен. обл.
- Судовиков Н. Г. 1933. Докембрийские породы Ребольско-Кимасозерского района. Тр. Сев.-Зап. геол.-разв. треста, вып. 5.
- Судовиков Н. Г. 1934а. Геолого-петрографический очерк Шуезерского района. Тр. Лен. геол.-разв. треста, вып. 6.
- Судовиков Н. Г. 1934б. О метаморфических фациях ятулийских горных пород Шуезерско-Пезобозерского района. Тр. Лен. об-ва естествоиспыт., т. LXIII, вып. 2, отд. геол. и минер.
- Судовиков Н. Г. 1936. О радиусах плеохроичных ореалов в карельских породах. Мат. по геол. и полезн. ископ. КАССР, сб. № 1, Лен. геол. треста.
- Судовиков Н. Г. 1937а. Геологический очерк Куземо-Поньгомского района, Северн. экскурс. КАССР. Междунар. геол. конгр., XVII сесс.
- Судовиков Н. Г. 1937б. Геологический очерк окрестностей Шуерецкой. Северн. экскурс. КАССР. Межд. геол. конгр., XVII сесс.
- Судовиков Н. Г. 1937в. Геологический очерк полуострова Заонежье. Северн. экскурс. КАССР. Межд. геол. конгр., XVII сесс.
- Судовиков Н. Г. 1937г. Геологический очерк о-ва Суисари. Северн. экскурс. КАССР. Межд. геол. конгр., XVII сесс.
- Судовиков Н. Г. 1937д. Геологический очерк Чупинского района. Северн. экскурс. КАССР. Межд. геол. конгр., XVII сесс.
- Судовиков Н. Г. 1937е. Геологический очерк юго-западного побережья Онежского озера. Северн. экскурс. КАССР. Межд. геол. конгр., XVII сесс.
- Судовиков Н. Г. 1937ж. Глубокометаморфизованные образования карелид. Центральной Карелии. Северн. экскурс. КАССР. Межд. геол. конгр., XVII сесс.
- Судовиков Н. Г. 1937з. Докембрий Карельской АССР. Сб. Межд. геол. конгр., XVII сесс. Тезисы докл.
- Судовиков Н. Г. 1937и. Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии. Северн. экскурс. КАССР. Межд. геол. конгр., XVII сесс.
- Судовиков Н. Г. 1939а. Докембрий Карельской АССР. Тр. XVII сесс. Межд. геол. конгр. СССР, т. 2.
- Судовиков Н. Г. 1939б. Материалы по петрологии Западного Беломорья. Тр. Лен. геол. упр., вып. 19.
- Судовиков Н. Г. 1939в. Обзор стратиграфии, тектоники и магматической деятельности докембрия КАССР. Сб. Стратиграф. СССР, т. I докембрий СССР. АН СССР.
- Судовиков Н. Г. 1946. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист Q-35, 36 (Кировск).
- Судовиков Н. Г. и Люткевич Е. М. 1947а. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист P-35, 36 (Петрозаводск).
- Судовиков Н. Г. 1947б. Структуры будинаж в гранитизированных областях (по материалам исследования архея Западного Беломорья) Докл. АН СССР, нов. сер., т. LVIII, № 8.
- Судовиков Н. Г. 1950. Метасоматические граниты. Вестн. ЛГУ, № 10.
- Судовиков Н. Г. 1954. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Тр. Лабор. докембрия АН СССР, вып. 4.
- Судовиков Н. Г. 1955. Магматиты, их генезис и методика изучения. По материалам исследований в Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 5, сб. стат. по геол. докембрия Балтийского щита, Памира и Тувы и по общим вопросам геологии и петрологии.
- Судовиков Н. Г. 1957. Будинаж и его значение в петрологии (По материалам исследования докембрийских образований). Тр. Лабор. геол. докембр., вып. 7.
- Судовиков Н. Г. 1958. К методике структурного и стратиграфического изучения архейских образований. Тр. Междувед. совещ. по разработке унифици. стратиграф. схем Сибири 1956 г. Изд. АН СССР.

- Тернер Ф. Д. 1951. Эволюция метаморфических пород. Изд. ИЛ.
- Тимофеев В. М. 1909. Сообщение о вариолите с о-ва Суйсари в Кондопожской губе Онежского озера. Тр. СПб об-ва естествоисп. т. XLI, вып. 1. Протоколы засед.
- Тимофеев В. М. 1910. О винтообразном строении в одном из представителей класса силикатов. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XXXIV.
- Тимофеев В. М. 1911а. О хальцедонах о-ва Суйсари. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XXXV.
- Тимофеев В. М. 1911б. Сообщение «О пористых породах о-ва Суйсари на Онежском озере. Тр. СПб об-ва естествоисп. т. XLI, вып. 1. Протоколы засед.
- Тимофеев В. М. 1912а. Об эрозийном котле на реке Суне. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XXXV, вып. 5.
- Тимофеев В. М. 1912б. О винтообразном строении силикатов. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XXXV, вып. 5.
- Тимофеев В. М. 1912в. Сообщение: «О продуктах выполнения и структуре мицелии Олонецких мандельштейнов». Тр. СПб. об-ва естествоисп., т. XLII, вып. 1. (Протоколы засед.).
- Тимофеев В. М. 1912г. Хальцедоны о-ва Суйсари. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XXXV, вып. 5.
- Тимофеев В. М. 1916а. Геологическая экскурсия в Олонецкую губернию летом 1916 г. (Краткий предварительный отчет). Тр. Петрогр. об-ва естествоисп., т. XLVII, вып. 1 (Протоколы засед.).
- Тимофеев В. М. 1916б. Кварциты Олонецкого края как кислотоупорный и огнеупорный строительный материал. Тр. Комисс. сырья К. В. Т. П., вып. 3. Прилож. 15.
- Тимофеев В. М. 1916в. О кварцитах Олонецкой губ. Тр. Комисс. сырья К. В. Т. П., вып. 1.
- Тимофеев В. М. 1916г. Находка «pillow—lava» в Олонецком крае. Геол. вестн., т. 2, № 3.
- Тимофеев В. М. 1916д. Сообщение «К выяснению вопроса о происхождении аморфного углерода типа шунгита с добавлениями А. А. Иностранцева в порядке высказываний по поводу доклада». Тр. Петрогр. об-ва естествоисп., т. XLVII, вып. 1 (Протоколы засед.).
- Тимофеев В. М. 1916е. Об остатках поверхности лавового потока в Суйсарской древневулканической области. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XXXVIII.
- Тимофеев В. М. 1917. О шаровых лавах Прионежского края. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XXXIX.
- Тимофеев В. М. 1919а. Исследования в Северной области в пределах 39—40 листов. Изв. Геол. ком., т. XXXVIII, № 1.
- Тимофеев В. М. 1919б. О разработках Олонецких песчаников. Изв. Геол. ком., т. XXXVIII, № 2.
- Тимофеев В. М. Отчет о работах вдоль линии Мурманской жел. дороги на участке Петрозаводск—Масельская. Изв. Геол. ком., т. XXXVIII, № 3.
- Тимофеев В. М. 1920. Обследование центрального диабазового района Олонецкого края. Изв. Геол. ком., т. XXXIX, № 2.
- Тимофеев В. М. 1921а. Исследование 40-го листа в районе, лежащем к западу от р. Важинки. Обзор летних работ Росс. Геол. ком. в 1921 г. Горн. дело, т. II, № 6.
- Тимофеев В. М. 1921б. О работах Олонецкой научной экспедиции. Геол. вестн., т. IV, № 1—6.
- Тимофеев В. М. 1922. Геологический очерк бассейна р. Свири и западного и северо-западного побережья Онежского озера. Перв. Всерос. геол. съезд, Пг, 1—12 июня 1922 г. Путевод. геол. экскурс.
- Тимофеев В. М. 1923. Олонецкий участок Мурманской железной дороги от ст. Званка до ст. Надвойцы. Произв. силы р-на Мурманской ж. д. Петрозаводск.
- Тимофеев В. М. 1924. Исследование южной части 40-го листа. Изв. Геол. ком. (отчет за 1923 г.), т. 43, № 2.
- Тимофеев В. М. 1924б. К генезису Прионежского шунгита. Тр. Лен. об-ва естеств., т. XXXIX—LIII, вып. 4, отд. геол. и минер.
- Тимофеев В. М. 1924в. Кварцевые материалы Олонецкого края. Мат. для изуч. естеств.-произв. сил России. Изд. КЕПС АН СССР, вып. 48 (Каменн. строит. мат., сб. 2).
- Тимофеев В. М. 1924 г. Предварительный отчет о геологических исследованиях в районе Онежско-Ладожского водораздела летом 1923 г. Изв. Геол. ком., т. 43, № 7, гл. XXX.

- Тимофеев В. М. 1925а. Геологический очерк озер. Прионежья, исследованных научной экспедицией. Тр. Перв. Всеросс. гидрол. съезда в Ленинграде 7—14 мая 1924 г.
- Тимофеев В. М. 1925б. Гюмбелит из окрестностей с. Шунги. Лен. об-во естествоисп., т. IV, вып. 1.
- Тимофеев В. М. 1925в. Исследования в северной части 40-го листа 10-верстной карты. Изв. Геол. ком. (отчет за 1924 г.), т. 44, № 2.
- Тимофеев В. М. и Куплетский Б. М. 1925. Строительные материалы Северо-западной области. 1. Северная часть. Естественные минеральные строительные материалы Европейской части СССР. Под ред. С. Ф. Малявкина. Изд. НТО ВСНХ.
- Тимофеев В. М. 1926а. Олонеостровское месторождение барита на Онежском озере. Поверх. и недра, т. IV, № 7—9.
- Тимофеев В. М. 1926б. Полезные ископаемые Карелии и их возможные перспективы. Вестн. Карельско-Мурманского края, № 16.
- Тимофеев В. М. 1926—1927. Мраморы Карелии, как предмет кустарных разработок. Эконом. и стат. Карелии, № 7—8 (1926) и № 1—3 (1927).
- Тимофеев В. М. 1927а. Изучение строительных материалов района Онежского озера. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1925/26 гг.
- Тимофеев В. М. 1927б. Исследование месторождений медных руд и района Воицкого рудника. Сегозерском, Мунозерском, Туломозерском и Великогубско-Уницком районах. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1925/26 гг.
- Тимофеев В. М. 1927в. Каменные строительные материалы Прионежья. Ч. 1. Кварциты и Песчаники. Изд. КЕПС АН СССР.
- Тимофеев В. М. 1927г. Обследование 40-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР. Отчет о сост. и деят. Геол. ком., в 1925 г.
- Тимофеев В. М. 1928а. Белогорский мраморный район. Мат. по геол. и полезн. ископ. Карелии Кар. НИИ Петрозаводск.
- Тимофеев В. М. 1928б. О месторождении валуново-галечного материала в районе Прионежья. Мат. Комисс. по изуч. естеств.-произв. сил Союза АН СССР, № 67 Каменн. строит. мат., сб. 3.
- Тимофеев В. М., Елисеев Н. А. и Белоусова В. Т. 1928в. Очерк геологии и полезных ископаемых Сегозера. Сб. Мат. по геол. и полезн. ископ. Карелии. Петрозаводск. Изд. ЦСНХ КАССР.
- Тимофеев В. М. 1928г. Точильные камни Карелии. Мат. Комисс. по изуч. естеств.-произв. сил Союза, АН СССР, № 67 (Каменн. строит. мат., сб. 3).
- Тимофеев В. М. 1929. Геологические исследования строительных материалов в Карелии и Ленинградской губернии. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1926/27 гг.
- Тимофеев В. М. 1932а. Карта каменных строительных материалов Прионежья. Тр. Лен. геол.-разв. треста, вып. 1.
- Тимофеев В. М. 1932б. К вопросу о классификации кварцевых осадочных пород. Изв. ВГРО т. LI, вып. 78.
- Тимофеев В. М. 1932в. Строительные материалы района Кондостроя. ВГРО, т. LI, вып. 82.
- Тимофеев В. М. 1932 г. Шунгит карельских месторождений. Сб. Сырьев. и топливн. рес. Лен. обл. и КАССР. Под ред. А. Е. Ферсмана.
- Тимофеев В. М. 1933а. Геология и полезные ископаемые Карелии. Тр. 1-ой Карельск. геол.-разв. конфер. Лен. геол.-разв. треста.
- Тимофеев В. М. 1933б. Горностроительные материалы Карелии. Тр. 1-ой Карельск. геол.-разв. конфер. Лен. геол.-разв. треста.
- Тимофеев В. М. 1933в. Карело-Мурманский край. Справочн. Полезн. ископ. Лен. обл. и КАССР, ч. 1. Лен. геол.-развед. треста.
- Тимофеев В. М. 1934а. Геологические предпосылки к поискам известняков в Карелии. Изв. ЛГГТ, № 2.
- Тимофеев В. М. 1934б. Горные богатства Карелии. Тр. I-го Всес. геогр. съезда 11—18 апреля 1933 г., вып. 3. секц. засед. Тезисы докл.
- Тимофеев В. М. 1934в. Интрузии постархейских гранитов Карелии и значение их для металлогении области. Изв. Лен. геол.-разв. треста, № 1.
- Тимофеев В. М. 1934 г. Месторождения медных руд Заонежья. Изв. ЛГГТ, № 2.
- Тимофеев В. М. 1935а. Геологическая карта Карелии в масштабе 1 : 1 000 000. Глав. ред. геол.-разв. и геодез. лит.
- Тимофеев В. М. 1935б. Геология Карелии (резюме доклада). Тр. 1-го Всес. научн.-иссл. геол.-разв. конфер. с 7 по 12 апреля 1934 года. Глав. геол.-разв. и геол. лит. ЦНИГРИ.
- Тимофеев В. М. 1935в. К вопросу об абсолютном возрасте древнейших образований Карелии. Докл. АН СССР, нов. сер., т. IV (IX), № 3 (72).

- Тимофеев В. М. 1935 г. Петрография Карелии. Петрография СССР. Под ред. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Сер. 1. Региональная петрография, вып. 5. АН СССР. Петр. ин-т.
- Тимофеев В. М. 1936. Титаномагнетитовые месторождения Карелии. Сб. 1, Мат. по геол. и полезн. ископ. КАССР. Лен. геол. треста.
- Тимченко И. П. 1950. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники Центральной и Южной Карелии. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 122, петрогр. сер., (№ 37).
- Тойкка М. А. и Кекконен А. А. 1948. Шунгит как местное удобрение. Уч. зап. КФГУ, т. 1.
- Тойкка М. А. 1949. О растворимости шунгита. Сб. Прир. ресур. ист. и культ. Карело-Финск. ССР. Вып. II. Тр. Перв. научн. сесс. КФГУ.
- Токарский М. А. 1899. Озерные руды окрестностей Сямозера и Кончезера как материалы для сталелитейного и железоделательного завода в селении Кондопога, Олонецкой губернии, Петрозаводского уезда. Петрозаводск.
- Токарский М. А. 1902. Руды Кончезерского завода. Олонецк. сборн., вып. IV. Торф. 1932. Сов. Карелия, № 3—4.
- Турищев И. Е. 1948. Новые данные о палеозое Карелии. Докл. АН СССР, нов. сер., т. LXIII, № 4.
- Федоров Е. С. 1896. О новой группе изверженных пород. Изв. Моск. сельск.-хоз. ин-та.
- Федоров Е. С. 1904. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. Горн. журн., т. II. №№ 4, 5, 6, т. III. № 7.
- Федоров Е. С. 1905а. Полиаргит и полиаргитизация. Горн. журн. т. II.
- Федоров Е. С. 1905б. О горных породах берегов Белого моря и Мурмана. Сб. статей памяти Мушкетова.
- Ферсман А. Е. 1913. Исследование в области магнизиальных силикатов. Зап. АН СССР, VIII сер., т. XXXII.
- Ферсман А. Е. 1922. Геохимия России. вып. 1. П. г., Научно-техн. отд. ВСНХ.
- Ферсман А. Е., Тимофеев В. М. и Куплетский Б. М. 1923. Ископаемые недра вдоль линии Мурманской ж. д. и их будущее. Сб. Произв. силы района Мурманск. ж. д.
- Ферсман А. Е. и Лабунцов А. Н. 1925. Отчет о командировке на урановые месторождения Карелии. Докл. АН СССР, сер. А., декабрь.
- Ферсман А. Е. 1926. О возрасте урановых минералов в пегматитовых жилах. Изв. АН СССР.
- Ферсман А. Е. 1932. Несколько геохимических мыслей о полезных ископаемых Карельской республики. Карело-Мурманский край, № 3—4.
- Филинцев Г. П. и Митрофанова З. Т. 1951. Промышленная оценка керамических пегматитов Приладожья. Изв. Карело-Финск. фил. АН СССР, № 2. Петрозаводск.
- Филинцев Г. П., Шуркин К. А. и Козлов А. И. 1953. Пути использования керамических пегматитов в Карело-Финской ССР. Изв. Карело-Финск. фил. АН СССР, № 4. Петрозаводск.
- Фохт К. К. 1885. Сообщение о своей экскурсии в область развития порфирита в Олонецкой губернии и о результатах химического и микроскопического исследования этой породы. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XVI, вып. 2. (Протоколы засед.).
- Фохт К. К. 1885. Результаты геологического исследования в области онежского кварцита. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XVI, вып. 2.
- Фуллон А. 1831. Поездка из Петрозаводска на Кончозерский завод. Горн. журн., № 2.
- Фурман, 1812. Минералогические замечания, собранные в Старой Финляндии в Сердобольском и Новой Финляндии в Куопиевском уездах. Технол. журн., т. IX, ч. 4.
- Фурман 1828. Минералогическое описание некоторой части Старой и Новой Финляндии. Горн. журн., кн. XI.
- Хазанович К. К. 1946. Геологическое строение района Гимольского месторождения железных руд в КФССР. Геол.-производ. сб. Лен. гос. геол. упр., декабрь.
- Хазанович К. К. 1946. Геологическое строение района Гимольского месторождения железных руд. (Карело-Финская ССР. Разв. недр., № 6).
- Хазанович К. К. 1948. О месторождениях железных руд КФССР. Докл. АН СССР, нов. сер., т. LIX, № 1.
- Хандросс Л. 1932. Шунгиты Карелии — сырье для лакокрасочной промышленности. На фронте индустр., № 19—20.
- Хандросс Л. 1935. Дефибрерные камни Карелии. Карело-Мурманский край, № 7.

- Харитонов Л. Я. 1936. О деталях складчатости известняков Южного Оленьего острова на Онежском озере. Мат. по геол. и полезн. ископ. КАССР. Сб. № 1. Лен. геол. треста.
- Харитонов Л. Я. 1937. Геологический очерк района Чебино-Покровский. Сб. Северная экскурсия. КАССР. Межд. геол., конгр., XVII сесс.
- Харитонов Л. Я. 1938. Новые данные по стратиграфии и тектонике Карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. Тр. Лен. геол. треста, вып. 17.
- Харитонов Л. Я. 1941. К стратиграфии и тектонике Карельской формации докембрия. Тр. Лен. геол. упр., вып. 23.
- Харитонов Л. Я. 1949. Геология района дер. Чебино — г. Медвежьегорск — рудник Вороново Бор. Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР, № 2. Петрозаводск.
- Харитонов Л. Я. 1955. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Тр. 3-й сессии по опред. абсол. возраста геол. форм.
- Харитонов Л. Я. 1957. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 9.
- Харитонов Л. Я. 1958. Новые данные о геологии карельских образований Южной Карелии. Научн. докл. высшей школы № 4.
- Харитонов Л. Я. 1959. О некоторых вопросах геологии протерозоя Северного Приладожья. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 10.
- Хальтедаль У. 1957. Геология Норвегии. 1953. Изд. ИЛ, Москва.
- Хирьяков. 1880. О железных рудниках, находящихся в Олонецком уезде близ озера Тулома в 40-верстовом расстоянии от Ладожского озера. Горн. журн., т. II.
- Хлопин В. Г. и Владимирова М. Е. 1938. Геологический возраст уранинитов и монацитов из пегматитовых жил Северной Карелии. Изв. АН СССР, сер. хим., № 2.
- Цебриков М. 1863. Несколько слов о Питкярантских медных и оловянных рудниках. Морск. сб., т. 66, № 5.
- Чайковский Ф. 1929. Месторождения медных руд Карельской АССР. Сб. Полезн. ископ. Лен. обл. и пробл. их использования.
- Чесноков Б. В. 1952. Некоторые замечания к статье В. Д. Никитина «Основные черты генезиса керамических пегматитов Карелии». Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 81, № 1.
- Чирвинский П. Н. 1953. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Изд. Харьковского Гос. ун-та.
- Чиркин Г. Ф. 1937. Средняя Карелия — край широких промышленных перспектив. Сб. Экспед. АН, 1935. АН СССР, СОПС.
- Чудинов И. 1858. Олонецкие марципальные воды. Памятн. книжка Олонецк. губ на 1858 г., ч. III. Замечательные местности в Петрозаводском уезде. Очерк. III. Петрозаводск.
- Шарков В. В. 1947. Балтийский кристаллический щит. Сб. Тр. Комисс. поестеств.-испыт. райониров. СССР, т. II, вып. 1 — Геоморф. райониров. СССР. АН СССР и ин-т Географии АН СССР.
- Шатский Н. С. 1946. Основные черты строения и развития Восточной Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Шафрановский И. И. 1932. Выветривание полевых шпатов в пегматитовых жилах Северной Карелии. Изв. Геол.-разв. обьед., т. 50, вып. 5.
- Швец Г. Т. 1936. Оленеостровское месторождение известняка на Онежском озере. Изв. Лен. геол. треста, № 2 (11).
- Шеловальников А. 1901. Материалы к изучению рудных месторождений Туломозерской дачи Олонецкой губернии. Горн. журн., т. 1, № 3.
- Шешукова В. С. 1937. Диатомовые водоросли из четвертичных отложений Центральной Карелии в связи с вопросом о генезисе последних. (Район западного берега Сегозера и рек Онды и Суны). Тр. Комисс. по изуч. четверт. периода АН СССР, т. V, вып. 1.
- Шешукова В. С. 1939. Диатомовые водоросли иловых отложений и подстилающих их глин из озер Онего-Беломорского водораздела. Тр. Сов. секц. Межд. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. 4.
- Широкшин. 1835. Геогностический обзор берегов Кандалакшской губы и Белого моря до г. Кемь Архангельской губ. Горн. журн., № 3.
- Ширяев А. 1864. Несколько слов о Питкярантских рудниках и заводе. Горн. журн., кн. 1.
- Шмидт Ф. Б. 1879. Отзыв действительного члена Ф. Б. Шмидта о труде члена сотрудника А. А. Иностранцева «Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии». Отчет Русск. геогр. об-ва за 1879 г.

Шостакович В. Б. Опыт геохронологического анализа иловых отложений Малинового озера в связи с поднятием побережья Белого моря. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 76, вып. 4.

Шуркин К. А. 1953. Материалы по изучению тектоники северного побережья Ладожского озера. Изв. Карело-Финск. АН СССР, № 4. Петрозаводск.

Шуркин К. А. 1953. Слюда и как ее искать в Карелии. Карело-Финск. фил. АН СССР. Петрозаводск.

Шуркин К. А. 1955а. Новые данные по геологии друзитов архея западного Беломорья. Докл. АН СССР, т. 105, № 2.

Шуркин К. А. 1955б. Сопоставление геологических и радиологических данных по возрасту беломорской и ладожской формации в Карело-Финской ССР. Тр. 3-ей сесс. комис. по опред. абсолютн. возраста геол. форм.

Шуркин К. А. 1957. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности (матер. исслед. зап. Беломорья). Тр. Лаб. геол. докембр. вып. 7.

Шуркин К. А. 1958. Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов. Северо-восточное Приладжье. Кар. ф. АН СССР.

Шуркин К. А. 1959. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья. Тр. Лаб. геол. докембр. АН СССР. вып. 9.

Шуркин К. А., Дук В. Л. и Митрофанов Ф. П. 1959. Материалы к геологии и петрографии габбро-лабродоритов архея северной Карелии. Тр. ЛАЧЕД. вып. 9.

Щербаков Д. И. 1924. Полезные ископаемые Южной Карелии. Тр. Сев. научн.-промысл. экспед. вып. 24.

Щербаков Д. И. 1925. Некоторые данные о геологии и полезных ископаемых юга Архангельской Карелии. Тр. Лен. об-ва естествоиспыт., т. LIV, вып. 1. (Протоколы засед.).

Экспедиция по обследованию гранитов восточного побережья Онежского озера. 1928. Освед. бюлл. АН СССР. № 21—22 (58—59).

Энгельман. 1838. Взгляд на геолого-геогностический состав Олонцкого горного округа. Горн. журн., ч. 1.

Эпштейн С. В. 1934. Материалы к геологии четвертичных отложений 37-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР. Тр. Лен. геол. разв. треста. вып. 7.

Эпштейн С. В. 1941. К вопросу о позднеледниковой трансгрессии Белого моря и Северной Карелии. Тр. Сов. секц. Межд. ассоц. изуч. четверт. периода, т. V.

Эскола П. Главные черты Онего-Карельской геологии. Оттиск из журнала «Техника». Перев. со шведск. Ф. И. Дидерихс.

Эттингер М. и Дружинина Н. 1932. Проблема шунгита. Наука произв., № 12.

Яковлев С. А. 1903/1904. Сообщение о своих наблюдениях над микровариолитом из Другорезской щельги. Тр. СПб об-ва естествоиспыт. т. XXXIV, вып. 1. (Протоколы засед.).

Яковлев С. А. 1909. Гранитоидные жилы в диабазах юго-западного побережья Онежского озера. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XXXIII, вып. 5.

Яковлев С. А. 1903. Некоторые данные по вопросу о влиянии удельного веса на дифференциацию магмы в олонецких диабазах. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XXIV, вып. 1.

Яковлев С. А. 1905. О гранитовидных жилах в диабазах юго-западного побережья Онежского озера. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. XXXIII, в. 5.

Яковлев С. А. 1925—1926. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Изв. науч. мелиор. ин-та. т. VIII—XIII, 1924—1926.

Яковлев С. А. 1934. К вопросу об ильдиновом море в Балтике и о соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Изв. Гос. геогр. об-ва. т. LXVI, вып. 2.

Яковлева С. А. 1948. Реферат работы К. Мельер. Карельское ледниковое море в свете находок ископаемых диамитовых. Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 13.

Яковлев С. А. 1947. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время. Бюлл. комис. по изучен. четв. периода, № 9.

Яковлев С. А. 1948. О числе оледенений на Русской равнине. Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода, № 14.

Яковлев С. А. 1950. Терминология подразделений четвертичной системы. Природа, № 10.

Яковлев С. А. 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 17.

- Яковлева С. В. 1933. О Балтийско-Беломорском позднеледниковом соединении. Тр. II. конфер. МАИЧПЕ вып. 2.
- Яхонтова Н. П. 1926. Месторождения белых и сероватых кварцитов в районе Сегозеро. Изв. Геол. ком., т. XIV, № 4.
- Ailio J. 1897. Ueber Strandbildungen des Litorinameers auf der Insel Mantsinsari. Fennia, Bd. 14, N 9.
- Ailio J. 1915. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit Fennia 38, N 3.
- Alopaus G. 1787. Kurze Beschreibung der in Russischkaiserl Carelien befindlichen Marmor und anderen Stein—Brüchen. Berg. und Steinarten. St. Pet.
- Backlund H. G. 1938. The problem of the Rapakivi granites Journ. Geol. v. 46.
- Berghell H. 1904. Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D2. Savonlinna. Geol. Toim. Helsinki.
- Berghell H. 1912. De prejatuliska skifferarna norr om Ladoga. Géol. För. Förh. Bd. 34.
- Blankett, H. 1896. Välimäki malmfält, Géol. För. Förh. Bd. 18, Hf. 4, N 172.
- Borgström, L. H. 1905. Ueber Kassiterit von Pitkäranta. Zeitschr. Krist. u. Miner. Bd. XI, Leipzig.
- Bubnoff S. 1952. Fennosarmatia. Geologische analyse des Europäischen Kerngebietes.
- Chamberlain T. C. 1891. Proposed genetic classification of the pleistocene glacial formations. Comptes rendus du v. Congr. Géol. Int.
- Chrústchhoff K. 1891. Ueber das Gestein der Insel Valamo im Ladogases. Geol. Fören. Förh. Bd. 13.
- De-Geer P. 1897. Om rullstensåsarnas Bildningssätt. Geol. För. Förh. vol. 19, h. 5.
- Eckermann H. 1937. The Genesis of the Jotnian Sediments. Geol. Fören. Förh. Bd. 54, H. 4.
- Eckermann H. 1937. The Genesis of the rapakivi granites. Geol. Fören. Förh. Bd. 59.
- Eckermann H. 1937. The Jotnian formation and the sub-jotnian unconformity. Geol. Fören. Förh. Bd. 59, H. 1.
- Eskola P. 1920. The mineral facies of rocks Norsk. Geologisk. Tidskrift B. H., H. 1—2.
- Eskola, P. 1921. On volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland, Bull., Comm. Géol. Finl. N 55.
- Eskola, R. 1925. On the petrology of Eastern Fennoscandia 1. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia, 45, N 19.
- Eskola P. P. 1941. Erkki Mikkola und der heutige Stand der präkambrischen Geologie in Finnland Geol. Rund, Suomi. Finland—Heft Bd. 32, H. 4—5.
- Eskola P. 1948. Ueber die Geologie Ostrakareliens. Geol. Rund. Bd. XXXV, H. 2.
- Eskola P. 1949. The problem of mantled gneiss domes. Quart. Journ. Geol. Soc., Vol. C. IV. pt. 4 N 116.
- Eskola P. 1951. Around Pitkäranta.—Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A, t. III N 27.
- Eskola P. 1952. A. discussion of domes and granites and ores. Bull. Comm. Géol. Finl. n 157.
- Eskola P. Juurinen A. 1952. A. Fluorborite from Pitkäranta Bull. Comm. Géol. Finl. N 157.
- Flint R. F. 1928. Eskers and crevasse fillings. Am. Journ. Sci., vol. 15, pp. 410—416.
- Flint R. F. 1929. The stagnation and dissipation of the Last ice sheet. Geogr. Rev. p. 256.
- Flint R. F. 1930. The origin of the Irish «eskers» Geogr. Rev. vol. XX p. 615.
- Flint R. F. 1947. Glacial Geology and the Pleistocene epoch. New-York—London.
- Frosterus B. 1902. Bergbyggnaden i Sydöstra. Finland. Bull. Comm. Géol. Finl. n 13.
- Gadolin A. 1855/56. Beobachtungen über einigen Mineralien aus Pitkäranta in Finland. Verh. Russ. Miner. Ges.
- Gadolin A. 1858. Geognostische Beschreibung der Insel Pusu (Pusun Saari) in Ladoga See. Verh. Russ. miner., Ges.
- Gadolin A. 1858. Geognostische Skizze der Umgebungen von Kronoborg und Terwua am Ladoga-See. Verh. Russ. miner. Ges.
- Georgy J. 1926. The Scottish kames and their evidence of the glaciation of Scotland Trans. Royal Soc. Edinburgh IV, II.

- Gregory J. 1912. On the Relation of the Kames and Eskers. *Georg. Journ.* XL.
- Gudelis V. 1958. Velyvojo kvartero stratigrafijos ir paleogeografijos Klausimai Europoje ir siaures Amerikoje naujaisiais duomenimis. Lietuvos tsr geograph.
- Hackman V. 1899. Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo. *Bull. Comm. géol. Finl.* N 11.
- Hackman V. 1914. Der Gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finnland. *Bull. comm. géol. Finl.* N 39.
- Hackman V. 1925. Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinland. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 72, Fennia v. 45. N 72.
- Hackman V. Wilkman W. 1929. Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti D. 6 Kuolajärvi. Helsinki.
- Hackmann V. 1933. Suomen geologinen. Yleiskartta Lehti D 2 Savonlinnu-Helsinki.
- Hackmann V. 1937. Das Rapakivirangebiet der Gegend von Lappeeranta (Willmanstrand). *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 106.
- Harjanne P. 1952. Idocrase from Pitkäranta Eastern Fennoscandia. *Bull. comm. géol. Finl.* N 157.
- Härme M. 1949. On the Stratigraphical and Structural Geology of the Kemi-area. N. Finland *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 147.
- Hausen H. 1929. Soanlahtifältet och Jatulfrogan. *Geol. Fören. Förh.* Bd. 51, H 3.
- Hausen H. 1930. Geologie des Soanlahtgebietes im Südlichen Karelrien. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 90.
- Helmersen G. 1860. Das Olonezer Bergevier geologisch untersucht in den Jahren 1856, 1857, 1858 und 1859. *Mem. Acad. Sci. ser. VII, t. III, N 6, St—Pb.*
- Helmersen, G. 1867. Das Vorkommen und die Entstehung der Riesenkessel in Finland. *Mem. Acad. Sci. ser. VII, t. XI, N 12. St. Pb.*
- Helmersen, G. P. 1882. Geologische und physikogeographische Beobachtungen im Olonezer Bergrevier. *Beitr. z. Kenntnis Russ. Reiches u. angränz. Ländez-Asiens.* Verl d. Kais. Akad. d. Wiss. 2 Folge, Bd. V.
- Hjelmqvist S. 1950. Pre-quaternary rocks. Atlas över Sverige.
- Holtedahl O. 1953. Norges geologi. Bind 1, N. G. U. 164, Oslo, 1953.
- Hyypä, E. 1932. Die postglazialen Niveauverschiebungen auf der Karelischen Landenge. *Ann. Acad. Sc. Fenn.* N 037.
- Hyypä E. 1937. The postglacial Changes of Level in South Finland. *Bull. Comm. géol. Finl.* N 123.
- Hyypä E. 1943. Kuvia Salpausselän Rakenteesta. *Geologi* N 2.
- Hyypä E. 1943. Jtämären historia unsimpien ITA Karjalassa sporitettejren tutkimusten valossa *Terra* N 3—4.
- Keindl J. 1935. Geomorphologische Untersuchungen in Nordnorwegen. *Mitt. Geogr. Gesellsch. in Wien.* 79.
- Korn J. 1908. Über Oser bei Schönlande. *Jahrb., Preussisch Geol. Land. Anst.*
- Krank E. H. 1929. A Beryl-bearing pegmatite from Uuku in Karelid (E. Finland) *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 85
- Laitakari, A. 1931. Verdrängungen in Sulphidmineralien von Pitkäranta und Outokumpu. *Bull. Comm. Geol. Finl.* N 93.
- Laitakari A. 1937. Suomen malmit, hyödylliset mineralit, kivet ja maalajit, *Geol. Toimik. Geotekn. Julk.* N 42, Helsinki.
- Laitakari A. 1947. The scapolite occurrence of Pusunsaari. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 140.
- Leiviskä J. 1920. Der Salpausselkä. *Fennia* 41, N 3.
- Leiviskä J. 1929. Über die Ose Mittelfinnlands *Fennia.* 51.
- Lisitzin G. K. 1890. Narga geologiska Jakttagelser gjord i trakterna norr om Ladoga sjö. *Sommaren. 1889. Medd. f. Industrist i Finland* H. 14.
- Lisitzin G. 1891. Narga Geologiska Jakttagelser Gjorda i trakterna norr om Ladoga ajö sommaren 1889. *Medel. Industr. Finland, H. 14, Helsinki.*
- Lokka L. 1928. Über Wiikit. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 82.
- Lokka L. 1934. Neuere shemische Analysen von finnischen Gesteinen. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 105.
- Lokka L. 1950. Contribution to the knowledge of the Chemistry of the Radioactive Minerals of Finl. *Bull. Comm. Géol. d. Finl.* N 149.
- Ludwig R. 1874. Die Gegendem am Suuna und Semtsche-Flusse im Olonezer Gouvernement. *Bull. Soc. Naturalistes d. Moscou.* t. XLVIII, N 3.
- Marmo V. 1949. Ein vulkanischer Komplex der frühjotnischer Zeit bei Souju in Ost-Karelrien. *Ann. Acad. Sci. Fennicae. S. A. III, N 19.*
- Metzger A. A. Th. 1924. Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinland. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 64.



- Metzger A. A. Th. 1925. Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinnland. Bull. Comm. Géol. Finl. N 74.
- Mikkola E. 1941. Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehdet B7—C7—D7.
- Mölder K. 1944. Das Karelsche Eesmeer im Lichte der fossilen Diatomeenfunde. Bull. Comm. Géol. Finl. N 132.
- Mölder K. 1951. Beiträge zur Kenntnis der rezenten Diatomeenflora ostkareliens. Ann. Bot. Soc. «Vanamo», 25, N 1.
- Munthe H. 1910. Studies in the Late — Quaternary History of Southern Sweden. Geol. Foren i Stockholm Förhändl. Bd. 32.
- Munthe H. 1929. On the Late — Quaternary History of the Baltic Geol. Förh. i Stockholm Förhändl. vol. 46, N 1—2.
- Nansen F. 1891. Auf Schneeschuhen durch Grönland. Hamburg, Bd. II.
- Nordenskiöld N. 1820. Bidrag till närmare kännedom om Finlands mineralier och geognosi. Stockholm Sm. 86—91.
- Orvin A. 1940. Outline of the geological history of Spitzbergen, Norges Svalbard og Jshavsunders kelser, 78.
- Palmunen M. K. 1939. Pitkäranta V. V. 1934—1938 suopittettujen vuoriteknillisten tutkimusten valossa Geol. Toimikunta, Geoteknil. julkaisuja, N 44, Helsinki.
- Philipp H. 1912. Über ein rezentes alpines Os und seine Bedeutung für die Bildung der diluvialen Osar. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch. N 2.
- Philipp H. 1917. Zur Theorie der Osenentstehung. Centr. Min. Geol. und Paläont. N 7.
- Ramsay W. 1891. Über den Salpausselkä im östlichen Finnland. Fennia, t. 4 N 2.
- Ramsay W. 1895. Cancrinitsyenit und einige Verwandte gesteine aus Kuolajärvi. Bull. Comm. Géol. Finl. N 1.
- Ramsay W. Zilliacus A. 1897. Monazit von Impilaks. ofv. af. finska Vet. Soc. förh. Bd. 39. Helsingfors.
- Ramsay W. 1902. Über die geologie der precambrischen und archeisher Bildungen in Olonetz Karelien. Förhand. vid. Nordisca Naturforskare — och Läkaremötet. Helsingfors.
- Ramsay W. 1902. Om de präkambriska formationerna och bergveckningarna i den sydöstra delen af Fennoscandia. Geol. Fören. Förh. Bd. 24, H. L.
- Ramsay W. 1904—1905. Beiträge zur Geologie der präkambrischen Bildungen im Gouvernement Olonetz. I, Fennia, Bd. 22, N 7.
- Ramsay W. 1904—1905. Quartärgeologisches aus Onega — Karelien. Fennia, Bd. XXII, N 1.
- Ramsay, W. 1907. Über die präkambrischen Systeme im östlichen. Teile von Fennoscandia. Centrbl. Min. Geol. — Pal.
- Rankama, K. 1948. New evidence of the origin of Precambrian carbon. Bull. Geol. Soc. Am. vol 159, N 5.
- Rosberg J. E. 1892. Itbildningar i ryska och finska Karelen med särskild hänsyn till de Karelska randmoränerna. Med en karta och tre planscher. Fennia t. 7, N 2.
- Rosberg J. 1897—99. Itbildningar i Karelen med särskild hänsyn till rändmoränerna. Fennia v. XIV N 7.
- Sahama Th. G. 1945. On the chemistry of the East Fennoscandian rapakivi Granites. Bull. Comm. Géol. Finl. N 136.
- Sahama Th. G. 1947. Rapakivi amphibole from Uuksunjoki, Salmi area. Bull. Comm. Géol. Finl. N 140.
- Saksela M. 1951. Zur Mineralogie und Entstehung der Pitkäranta — Erze. Bull. Comm. Géol. Finl. N. 154.
- Saksela M. 1952. Nochmals über die Entehung der Granitgneis — Kuppeln und der Erze im Pitkärantagebut. Bull. Comm. Geol. Finl. N 157.
- Sauramo M. 1928. Über die spätglazialen Niveauverschiebungen in Nordkarelien Finnland. Bull., Comm. Géol. Finl. N 80.
- Sauramo, M. 1929. The quaternary geology of Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., N 86.
- Sauramo M. 1929. Ueber das Verhältnis der Ose Zumhöchsten Strand. Fennia N 51, N 6.
- Sauramo M. 1931. Zur Trage des inneren Baues des Salpausselkä in Finland Zeitschr. f. Gletschaxunde. Bd. XIX. Berlin.
- Sauramo M. 1947. Studier över de sanglaciala nivåförändringarna i Fennoscandia. Geol. Fören. Förh. Bd. 69, Hf. I, N 448.
- Sauramo M. 1952. Superficial deposits and their origin Fennia Bd. 72.

- Sederholm J. J. 1889. Om istident bildningar i det ihre of Finland. Auszug. *Über die Bildungen der Eiszeit im inneren Finland.* Fennia N 7.
- Sederholm J. J. 1891. Veder die Finnlandischen Rapakiwigesteine. *Tschern. Min. und Petr. Mitteilungen* Bd. XII, H. 2.
- Sederholm J. J. 1911. Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fennoscandia. *Bull. Comm. Geol. Finl.* N 30.
- Sederholm J. J. 1913. Weitere Mitteilungen über Bruchspalten. Mit besonderer Beziehung zur geomorphologie von Fennoscandia. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 37.
- Sederholm J. J. 1912. Det Kalevisk — Ladogiska aldersproblemet. *Geol. Fören. Förh.* Bd. 34.
- Sederholm. J. J. 1915. Annu en gång det kalevisk ladogiska aldersproblemet. *Teknikern.*
- Sederholm, J. J. 1916. *Ladogium redivium.* *Geol. Fören. Förh.* Bd. 38.
- Sederholm J. J. 1927. Om de jotniska och S. K. Subjotniska bergarterna. *Geol. Fören. Förh.* Bd. 49, H. 3.
- Sederholm J. J. 1930. Pre — Quaternary rocks of Finland. *Bull. Com. Géol. d. Finl.,* N 91.
- Sederholm J. J. 1932. On the geology of Fennoscandia. *Bull. Comm. Géolog. d. Finl.* N 98.
- Sederholm J. J. 1934. On migmatites and associated precambrian rocks of sout-westen Finland, p. 1, 11, Helsinki Governm. press.
- Strandmark P. W. 1885. Om rullstensbildningarne och sättet, hvarå de blifvit danade Laroverksprogram.
- Sundell J. G. 1905. On the cancrinite — syenite from Koulajärvi and Related Dike Rock. *Bull. Comm. Geol. Finl.* N 16.
- Tanner V. 1930. The Problem of the Eskers. *Bull. Comm. Géol. Finl.,* N 92.
- Törnebohm A. E. 1889. Beskrifning till Geologisk Atlas öfver Pitkäranta Grufvor och Grufvefält upprättad ar 1889. Manuskript in *Geologinen komissionii.* Helsinki.
- Törnebohm, A. E. 1891. Om Pitkäranta malmfält och dess omgifningar. *Geol. Fören. Förh.* Bd. XIII.
- Törnebohm A. E. 1889. Om Pitkärsntafältets geologi och om utsigterna till framtida malmfångst derstädes. Manuskript in *Geologinen komissioni.* Helsinki.
- Trüstedt O. 1907. Die Erzlagerstätte von Pitkäranta am Ladoga-See. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 19.
- Trüstedt O. 1908. Bidrag till Pitkäranta malmfälts historik. *Geol. Comm. Finland. Geotekn. Meddel* N 2. Helsingfors.
- Trüstedt O. 1914. Lisiä Pitkärannan malmikentän historiaan. *Geol. Comm. geotekn. julk.* N 2.
- Väyrynen H. 1929. Weiteres vom Auftreten des Konglomerates beim Gehöt Olli Partanen, Soanlahti. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 85.
- Väyrynen H. *Über die Stratigraphie der Karelischen Formationen.* *Bull., Comm. Géol. Finl.* N 101.
- Väyrynen H. 1938. Notes on the geology of Karelia and the Onega region in the summer of 1937. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 123.
- Väyrynen H. 1954. Suomen Kalliopera, Sen. Synty Ja *Geologinen Kenitys.* Helsinki.
- Virkkala, K. 1951. Glacial geology of the Suomussalmi Area East Finland. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 155.
- Vogt J. 1932. Nordcap plataene (foredrag) *N. G. T.,* 6.
- Wahl W. 1908. Beiträge zur Geologie der präkambrischen Bildungen im Gouvernement Olonez. II.
- Wahl W. 1947. A. Composite lava from Luonatorkkia Hogland. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 140.
- Wegmann E. C. 1928. Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostrfinnland. *Fennia,* 50, N 16.
- Wegmann C. E. 1929. Beispile tektonischer Analysen Grundgebirges in Finland. *Bull. Comm. Géol. Finl.* n 87.
- Wegmann C. E. 1929. Stereogramm des Gebietes von Soanlahti — Suistamo. *Comptes Rendus Soc. Geol. Finlande* N 1.
- Zans, V. 1936. Das letztinterglaziale Portlandia-Meer des Baltikums. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N 15.

## УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

### А

Авне-Озеро оз. 168, 170, 610  
Авне-Порог с. 455  
Ала-виекс-Ярви оз. 491  
Алакуртти с. 8, 298, 307, 330  
Ала-Нята-Ярви оз. 434  
Алим-Курсу-ярви оз. 192, 619  
Андомская возвыш. 23, 270, 271  
Андронов о. 295, 296  
Андропова Гора с. 591, 593, 673  
Апа-Ярви оз. 379  
Архангельская обл. 7, 9, 22, 35, 42, 156, 157, 181, 182, 184, 186, 499, 572, 616, 635, 638, 645, 665  
Аухти-ярви оз. 517, 618  
Арянукс оз. 120, 596  
Ахвенваара с. 124

### Б

Балтийское море 29, 275, 286, 288, 646  
Белая р. 421  
Беличье оз. 61, 62  
Белое море 7, 8, 9, 12, 18, 19, 21, 22, 23, 25, 26, 27, 29, 31, 32, 33, 36, 39, 50, 52, 53, 54, 55, 56, 65, 66, 275, 279, 285, 287, 288, 295, 298, 314, 315, 319, 322, 323, 328, 329, 330, 333, 342, 455, 456, 556, 557, 558, 559, 560, 561, 569, 570, 629, 632, 641, 644, 645, 646, 647, 664, 665, 666, 668  
Белое оз. 357, 362, 423, 424  
Беломорско-Балтийский канал 14, 17, 36, 37, 274, 632, 665  
Беломорье (Западное, Северное) 11, 13, 14, 41, 50, 54, 56, 61, 64, 75, 76, 291, 292, 297, 303, 304, 312, 316, 324, 332, 333, 337, 338, 340, 343, 345, 346, 347, 351, 455, 456, 459, 527, 553, 555, 556, 559, 560, 561, 562, 567, 568, 569, 588, 648  
Беломорск ст., г. 9, 38, 65, 342, 563, 629, 632  
Беломорское побережье 28, 31, 54, 56  
Беломорский район 8, 37  
Березово оз. 670  
Бесов Нос с. 290, 334, 336, 642  
Большое Воронское оз. 303, 304, 305  
Бол. Кухто оз. 623

Бол. Шуо-Ярви оз. 174  
Бол. Янис-Ярви оз. 218, 230, 231, 235, 264, 303, 452, 519, 551, 575, 576, 577  
Большозеро (Большеозеро) оз. 43, 44, 49, 86, 88, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 116, 220, 351, 523, 591, 592, 593, 651, 674  
Бороварака с. 171, 177, 178  
Боярская с., ст. 562

### В

Вава-сари, Вавасаари о. 247, 248, 249, 472  
Вага р. 277, 281  
Вагат оз. 286  
Важенка оз. 333, 564, 565  
Важенка р. 255  
Важецкое оз. 58, 59, 61, 71, 294  
Валаам о. 373, 501, 514  
Валаамский архипелаг, о-ва. 255, 508, 585  
Валаамско-Сальминская гряда 509, 510  
Ваннинсен-сари о. 471  
Варацкое оз. 296, 327  
Варбар-луда (Варбарлуда) о. 329, 456, 558, 563, 567  
Ват-Наволоок с. 147  
Ватсиман-йоки р. 19  
Вахалампи оз. 324, 483  
Вахва-Ярви оз. 49, 220, 225, 232, 484, 576  
Вахериоки р. 223  
Ведло-Озеро (Ведл-Озеро) оз. 43, 84, 85, 88, 123, 124, 125, 129, 130, 260, 263, 284, 286, 303, 357, 368, 397, 398, 500, 502, 600, 676  
Ведлозеро с. 8, 392, 632  
Великая Губа с. 8, 629, 632  
Великая Салма пролив, залив 50, 70, 294  
Великий о. 294, 333, 563  
Велимяки ст. 225  
Вельяккаиоки (Вельяка-йоки) р. 235, 240  
Вельяка-Ярви оз. 235  
Венг-Озеро оз. 73, 442  
Вен-Озеро оз. 666  
Верман оз. 283, 358  
Вермас оз. 167, 170, 171, 611, 612  
Верхняя Нигалма оз. 172  
Верхняя Пулонга оз. 288

Верхн. Авне-Озеро оз. 168, 170  
 Верхн. Вехк-Озеро оз. 330  
 Верхн. Выг р. 616  
 Верхн. Керетьское оз. 186, 212, 214, 623  
 Верхн. Кичаны оз. 288  
 Верхн. Кот-Озеро оз. 327  
 Верхн. Куйто оз. 8, 73, 88, 101, 345, 398, 399, 515, 572, 588, 589, 632  
 Верхнее Нильмозеро 315, 316  
 Верхн. Пулонгское оз. 330, 565  
 Верхнее Черное оз. 448, 450, 530, 531, 538  
 Верхне-Кемская равнина 19, 20  
 Ветреный пояс гряда, кряж, возв. 22, 42, 157, 158, 167, 181, 183, 184, 185, 360, 361, 495, 499, 500, 572, 616, 617, 635, 638, 644, 670, 671  
 Виданский погост 498  
 Виданы с. 150  
 Видлица с. 8, 290  
 Видлица р. 286, 289, 632, 642  
 Виксин-Сельга оз. 491  
 Винча р. 49, 210, 211, 625  
 Винча-ваара гора 208, 210, 211, 364, 625, 626  
 Винча губа 382, 383  
 Виченная Луда. 322, 333  
 Водла р. 8, 22, 23, 50, 267, 268, 269, 280, 429, 460, 508, 632, 642  
 Водлозеро оз. 8, 22, 27, 278, 287, 632, 637, 640  
 Вожма р. 167, 180, 181, 632  
 Вожмозеро с. 8  
 Воинг-Озеро оз. 87, 157, 168, 172, 173, 419, 609, 613, 615  
 Войница с. 8  
 Вокнаволоок с. 632  
 Волома р. 87, 88, 524, 594  
 Вологодская обл. 9, 629  
 Волозеро оз. 290  
 Воньга губа 65  
 Вороний о. 321  
 Воронье оз. 49, 167, 168, 169, 170, 610, 611, 613, 650  
 Воронское оз. 564, 569  
 Восточное Заонежье 334, 429, 506, 672  
 Восточная Карелия 14, 42, 43, 49, 54, 83, 95, 106, 158, 181, 193, 218, 220, 261, 262, 264, 326, 367, 377, 393, 395, 402, 418, 495, 553, 649, 652  
 Вост. Идель с. 161, 180  
 Восточное Прионежье 494, 511, 512, 513, 514, 515, 525  
 Вотулма оз. 177, 178, 610, 613, 652  
 Вохт-Озеро оз. 639  
 Вохтозеро с. 283  
 Vuori-Ярви оз. 298, 299, 539, 540, 542, 547  
 Vuosna-Гунтури 19  
 Vuosna-Ярви оз. 619  
 Выг. р. 8, 167, 277, 360, 632  
 Выг-Озеро оз. 8, 9, 22, 25, 27, 30, 33, 45, 156, 160, 161, 167, 180, 181, 278, 303, 351, 377, 418, 422, 423, 424, 428, 429, 491, 610, 614, 615, 616, 629, 632, 637, 638, 641, 642, 643, 646, 670, 671

Вычанская губа 448  
 Вычанский о. 352, 392  
 Вяртсиля с. 8, 36, 241, 572  
 Вятчельское оз. 398, 639

## Г

Габсельга с. 642  
 Гайкола, Гайкольское оз. 47, 175, 176, 360, 377, 378, 379, 607, 609, 638  
 Галковаара о. 148  
 Гальозеро с. 146  
 Гимольское оз. 20, 21, 43, 44, 49, 84, 86, 87, 88, 95, 98, 110, 149, 220, 351, 357, 397, 398, 401, 402, 403, 452, 527, 594, 595, 632, 641, 651, 659, 674  
 Гимолы с. 8, 100, 335, 632  
 Гирвас гора 294  
 Гирвас порог 486, 603  
 Голец гора 185, 499  
 Голец о. (о-ва) 334, 336  
 Гомсельга (Гомселья) с. 140, 143, 498, 499  
 Гомсельское оз. 496  
 Гонги-Наволоок с. 93  
 Григозеро оз. 138, 154, 602  
 Гридино с. 295, 323, 327, 329, 563  
 Григорьев хут. 502

## Д

Данилово с. 641  
 Двинский залив, губа 31  
 Дедов Наволок с. 330  
 Долгое оз. 268, 450, 565, 639, 640  
 Дюльмяки о. 119

## Е

Евж-Озеро оз. 86, 92, 409  
 Елень р. 444, 446, 450, 531  
 Елетьозеро (Елень-озеро) оз. 298, 299, 300, 515, 531, 638, 662  
 Елм-Озеро оз. 45, 84, 89, 92, 94, 110, 115, 119, 120, 262, 410, 485, 486, 489, 572, 598  
 Еловое оз. 208  
 Еловый о. 365  
 Енг-Озеро оз. 632

## Ж

Железные ворота гора 177, 613

## З

Заонежский залив 675  
 Заонежский п-ов 641  
 Заонежский район 8, 37  
 Заонежье 11, 12, 274, 334, 525, 636  
 Западная Карелия 13, 16, 43, 49, 50, 72, 73, 74, 76, 78, 86, 88, 106, 261, 303, 307, 326, 347, 391, 398, 526, 527, 572, 631, 636, 644, 649, 652, 653, 659

Западно-Карельская возв. 20, 21  
 Западное Прионежье 255, 256, 257, 259,  
 266, 506, 509, 511, 512, 514, 661  
 Заячье оз. 328

## И

Иванова гора 208, 625  
 Идель р. 161, 614  
 Идель оз. 161, 357, 671  
 Илейкин о. 295, 322  
 Илемсельга с., ст. 147  
 Иляля с. 232  
 Импилахти зал. 223, 224, 474, 483, 636  
 Импилахти с. 8, 224, 229, 310, 574, 579,  
 632  
 Импииниemi мыс. п-ов. 49, 225, 229, 469,  
 574, 577  
 Иова р. 288  
 Ионнисенмяки гора 226  
 Ирinya варака, гора 43, 76, 79, 186, 207,  
 210, 211, 216, 220, 364, 366, 382, 521,  
 557, 623, 625, 626, 655  
 Ирин-озеро оз. 210, 625  
 Исо-Сиенпяярви (Исосиенпи-ярви) оз.  
 187, 190, 202, 621

## К

Кааламо ст., с. 465  
 Кади оз. 402  
 Казлед-Ноки р. 177  
 Кайда-Ярви оз. 110  
 Кайман р. 187, 188, 201, 381, 621  
 Кайно-оя р. 376, 377  
 Кала-ламби оз. 369  
 Калаттома с. 461  
 Калгалакша с. 8, 41, 459, 563  
 Калгалакшский залив, губа 328, 668  
 Калевалы (Калевальский) р-н. 8, 37, 88,  
 307  
 Каличьи о-ва 119, 359  
 Калливо-ламби, Калливо-Ярви оз. 171,  
 179, 593, 611  
 Кальезеро оз. 287  
 Каменка р. 606  
 Каменное оз. 303, 381, 621, 632  
 Кангас-ярви оз. 481, 482  
 Канда-губа 319  
 Кандалакша г. 288, 557, 558, 560, 561,  
 631  
 Кандалакшский залив, губа 8, 19, 31, 33,  
 50, 55, 288, 333, 539, 557, 561, 632  
 Канин Нос мыс. 31  
 Капрёйва гора 287  
 Карельская АССР (Карелия) 7, 8, 9, 10,  
 11, 12, 13, 14, 17, 18, 19, 39, 49, 50,  
 51, 52, 56, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81,  
 83, 84, 86, 87, 88, 114, 115, 120, 157,  
 158, 159, 160, 167, 173, 184, 186, 187,  
 193, 200, 212, 217, 220, 238, 246, 247,  
 255, 256, 257, 262, 264, 265, 266, 267,  
 268, 269, 270, 271, 272, 273, 274, 275,  
 276, 277, 281, 282, 285, 288, 292, 293,  
 302, 303, 308, 309, 326, 337, 344, 346,  
 348, 354, 393, 395, 396, 399, 456, 457,  
 458, 459, 485, 495, 500, 522, 525, 527,

528, 529, 539, 553, 554, 555, 556, 561,  
 570, 571, 572, 573, 588, 606, 615, 616,  
 617, 628, 629, 630, 631, 633, 634, 635,  
 637, 638, 639, 640, 641, 643, 644, 645,  
 646, 647, 648, 649, 652, 653, 654, 658,  
 659, 660, 661, 662, 663, 664, 665, 666,  
 667, 668, 669, 670, 672, 676, 678, 680,  
 682, 683, 687, 688, 689, 690, 691  
 Карельская Масельга с. 91, 119, 369,  
 415  
 Карельский берег, Карельское побережье  
 55, 311, 556, 558, 561, 636, 641  
 Карельский перешеек 24, 42, 266, 285,  
 500, 572, 664, 665  
 Карманово оз. 333  
 Карташ п-ов, мыс, губа 50, 67, 68, 71,  
 296, 297, 329  
 Карташи с. 49, 353, 412, 414, 417, 428,  
 460  
 Картофельный о. 148  
 Катозеро, Котозеро раз., ст. 70, 294, 340  
 Каутис-Ярви, Каути-Ярви оз. 49, 187,  
 191, 619, 620  
 Кашканы с. 257  
 Кевят-Озеро оз. 177, 612  
 Кедр-Озеро оз. 147, 151  
 Келдовара с. 415  
 Кемь г. 8, 9, 12, 55, 65, 76, 174, 175, 176,  
 284, 342, 455, 456, 629, 632  
 Кемь р. 8, 9, 21, 31, 37, 157, 173, 289,  
 420, 456, 610, 632, 643  
 Кемский район 8, 37, 167, 339  
 Кенозеро оз. 276, 316, 569  
 Кенто оз. 589  
 Кепа р. 175  
 Кереть р. 8, 37, 632  
 Кереть о. 296, 315, 330, 352, 459  
 Кереть оз. 8, 21, 64, 186, 214, 295, 297,  
 303, 306, 327, 391, 392, 430, 441, 442,  
 444, 448, 521, 560, 623, 632  
 Кереть с. 296  
 Керетьский архипелаг, Керетьские о-ва  
 295  
 Кестеньга с. 8, 629, 632  
 Кив губа 21, 319, 321, 563  
 Кивакка гора 201  
 Кивач оз. 84, 85, 123, 124, 129, 130, 260,  
 263, 392, 500, 600  
 Киврей о. 312, 315, 321  
 Кизерка с. 609  
 Кимас-Озеро оз. 73, 78, 84, 88, 572, 632  
 Кимасозеро с. 8  
 Киндо-мыс мыс. 296  
 Киндосово с. 113, 651  
 Кинтсииниemi мыс. 243, 245  
 Киракко-лампи оз. 193  
 Кировская ж. д. 36  
 Кирьяволахти зал. 636  
 Кладовец о. 510  
 Кишкин о. 322, 563  
 Ключина-Гора с. 87, 403  
 Княжая губа 275, 559, 665  
 Княжая ст. 288  
 Коватарви, Коват-ярви оз. 249, 250, 251,  
 253, 254, 491, 572, 585, 586  
 Ковда р. 19, 288

- Ковда ст. 288, 560, 561  
Ковдозеро, Ковд-Озеро оз. 62, 275, 288, 321, 560, 563, 569, 631  
Ковдозерская равнина 20  
Кагу оз. 172  
Кода-Ярви оз. 249, 252, 254  
Кодина р. 267, 272  
Кожозеро оз. 183, 184, 186, 639  
Койвас оз. 588  
Койкары с. 85, 134, 135, 136, 137, 140, 141, 142, 260, 261, 308, 345, 371, 398, 404, 485, 487, 488, 494, 600, 601, 603, 632, 675  
Койриноя ст. 504, 507  
Колатселька (Колатсельга) с. 250, 252, 501, 504  
Колва-ваара гора 208, 625  
Кольвицкое оз. 290, 686  
Колода р. 23, 271, 276, 280  
Колонгозеро оз. 88, 89, 487, 489, 598, 641  
Колос р. 252, 585, 586  
Кольский п-ов 52, 53, 54, 55, 80, 86, 256, 257, 263, 292, 298, 301, 302, 339, 344, 456, 529, 538, 540, 553, 554, 555, 557, 561, 647, 649, 690, 691  
Компаковское оз. 173  
Кондишуарет о. 423  
Кондопога ст., г. 8, 146, 147, 606, 629, 632  
Кондопожская губа 147, 148, 606  
Кондопожский р-н 8, 37  
Конж-Озеро оз. 428  
Конозеро оз. 148  
Контти-саари, Конттиосаари о. 218, 219, 221, 229, 238, 240, 247, 582  
Конттики, Кондокки с. 88, 105, 308  
Кончезеро, Кончезеро оз. 147, 275  
Кончезеро, Кончезеро с. 498, 500  
Копатозеро оз. 315, 328  
Коппол-Озеро оз. 429  
Корбозеро с. 135, 600, 601  
Коргий-ваара (Вара) гора 369, 371  
Коркеаними мыс. 49, 219, 220, 221, 226, 230, 238, 240, 241, 243, 582, 583  
Корманка гора 201  
Косое, Козозеро оз. 45, 157, 171, 177, 178, 354, 394, 422, 613, 636  
Козозеро с. 393  
Костомукса с. 124, 130, 601  
Костомукша с. 49, 50, 88, 335, 398, 399, 404, 452, 515, 629, 651, 674  
Кочкома ст. 425, 491, 607, 610, 614, 637, 638  
Красная речка с. 139, 610  
Красная щель мыс. 320  
Кривое озеро 297  
Кропот-наволок п-ов 369  
Кудозеро оз. 287  
Кузема ст. 288, 559  
Кузовы о-ва (архипелаг) 455, 456  
Кузокоцкая губа 319  
Кузокоцкий п-ов 50  
Куйва-ниemi мыс. 475  
Куйто озера (Нижнее, Среднее, Верхнее) 282, 303, 344, 357, 361, 391, 397, 398, 515, 524, 636, 638, 641, 643  
Кужи-Ярви оз. 205, 208, 625, 626  
Куйковарака с. 172, 177, 178  
Кукас-Озеро, Кукас оз. 20, 49, 79, 186, 193, 202, 203, 204, 205, 206, 210, 211, 212, 215, 216, 261, 362, 364, 365, 366, 379, 381, 382, 437, 439, 440, 515, 521, 523, 556, 623, 624, 626, 656, 657  
Кукси-Вара гора 19  
Кулмукса п-ов 147, 151  
Кулмукса с. 256, 258, 498  
Кума р. 8, 622  
Кумбукса р. 157, 167, 181, 182, 183, 184, 185, 360, 610, 616, 617  
Кумч-Озеро оз. 308, 412, 413, 415, 416  
Кумса р. 85, 133, 134, 486, 602  
Кунд-Озеро оз. 20, 300, 308, 384, 390, 621, 622  
Куолаярви (Куола-Ярви) с. 8, 19, 186, 539, 549, 617, 631  
Куола-Ярви (Куолаярви) оз. 13, 43, 45, 187, 192, 195, 201, 206, 207, 215, 216, 261, 298, 303, 351, 352, 362, 366, 379, 430, 434, 435, 436, 441, 460, 557, 669  
Куоса-Тунтури 19  
Курсу-Ярви оз. 192, 194  
Кухиласваара гора 583  
Кухиласлампи оз. 219, 221, 241, 242, 243, 245  
Кучино с. 140, 141, 142  
Кюльмяс руч. 90  
Кяба-варака 333  
Кяпсельга с. 145  
Кясярви, Кяси-ярви оз. 193, 617, 619, 657

## Л

- Ладва с. 259, 606, 632  
Ладожское оз. 8, 9, 18, 23, 24, 25, 26, 27, 29, 36, 46, 50, 75, 77, 216, 217, 218, 220, 222, 231, 235, 247, 255, 262, 274, 282, 285, 287, 288, 289, 290, 310, 461, 462, 463, 467, 469, 470, 472, 476, 477, 483, 500, 508, 509, 510, 511, 512, 514, 519, 571, 573, 574, 577, 578, 579, 581, 585, 632, 636, 638, 639, 641, 642, 644, 645, 646, 664, 666, 667, 678, 679  
Лазарево с. 632  
Латвасюрья с. 461, 469, 470, 472, 473  
Лахденпохья г. 8, 461, 469, 470, 471, 472, 578, 632  
Лебер оз. 171  
Левушка оз. 183, 184  
Ледма р. 110, 593  
Ледм-Озеро оз. 523  
Лежево оз. 159, 170, 171, 613, 614, 652  
Лекс-Озеро оз. (оз. Лекса) 20, 73, 88, 303, 524, 594, 632, 636, 641  
Ленгозеро оз. 260  
Лендеры с. 632, 641  
Ленинградская обл. 7, 9, 42, 500, 506, 508, 606, 629, 639, 643, 665  
Леппялампи оз. 232  
Леппяниemi мыс, п-ов 235, 483  
Летнее оз. 167, 179, 614  
Летняя варака 315, 563

- Летняя р. 611  
 Лехта с. 177, 632  
 Лехтомяки гора 242, 243  
 Лижма с. 417  
 Лижм-озеро оз. 144, 606  
 Линдозеро оз. 167, 408, 640  
 Линнуваара (Линнувара) гора 218, 220, 227, 229, 231, 232, 239, 240, 582  
 Листьегуба, Листегуба с. 369, 415  
 Логмозеро, Логм-озеро оз. 255, 259, 284  
 Локансаари, Локансари о. 75, 325  
 Ломчозеро оз. 121  
 Лопатово губа. 315  
 Лососиное оз. 259, 284, 637, 639  
 Лоува-ламои оз. 112  
 Лоухи ст. 9, 562, 629, 632  
 Лоухский р-н 8, 37, 529, 563  
 Лоухское оз. 294, 560, 569  
 Лубосалма с. 8, 84, 123, 489, 572, 632  
 Любярви, Любярви оз. 88, 398, 401 402  
 Лувозеро оз. 101, 105  
 Луконоя руч. 486, 494, 603  
 Лужма р. 92, 93, 94  
 Лужмоварака с. 173, 423, 427  
 Луккулайс-ваара, Луккулайсвара гора 201  
 Лулло оз. 174  
 Лункулан-Сари, Лункулансаари о. 501, 508, 642  
 Лупчинга о. 669  
 Лычный о. 145  
 Люкхти-ярви оз. 400  
 Ляскеля с. 36, 222, 227, 229, 310
- М**
- Маанселька (Беломорско - Балтийский водораздел) 19, 20, 634  
 Магнетитовая варака возв. 76, 442, 443, 669  
 Маккон Шари (Макконсари) о. 49, 359  
 Максиман-сари о. 475  
 Малиновая варака возв. 70, 333, 565  
 Малое Кухто оз. 623  
 Малосельга с. 139  
 Малый Кукин о. 319  
 Мантсинан-Сари о. 501, 508  
 Малое Янис-Ярви оз. 44, 77, 134, 217, 218, 219, 220, 221, 222, 231, 235, 238, 239, 240, 241, 243, 244, 245, 246, 254, 255, 261, 264, 491, 519, 572, 581, 582, 583, 584, 628, 636, 639, 653, 654, 655  
 Маньга с. 113, 284, 286, 651  
 Марттинан-сари о. 467, 482, 483  
 Масельская (Масельгская) с. 408, 425, 427  
 Масл-Озеро (Маслозеро) 8, 84, 88, 89, 92, 94, 120, 171, 177, 409, 486, 489, 598, 635  
 Маслозеро с. 308, 393  
 Матар-Ярви оз. 626  
 Матвева сельга с. 259, 606  
 Маткасельская с. 49, 481  
 Маткозеро оз. 154, 155, 167, 278, 287, 306, 415, 425, 427, 428  
 Машозеро (Маш-озеро) оз. 177, 637, 639
- Машозеро с. 157, 177  
 Мегрозеро оз. 268  
 Медвежьегорск г., ст. 84, 152, 153, 287, 602, 629, 632, 637, 638, 641, 642, 672  
 Медвежьегорский р-н 8, 37, 116  
 Медусельга с. 371  
 Медьянка о. 312, 313, 315, 321, 322, 333, 338  
 Монастырский о. 365, 366  
 Мотко оз. 641  
 Мраморный о. 65, 66, 67, 70, 71  
 Муезеро оз. 167, 179  
 Муозеро оз. 96, 97, 98, 100, 121, 596  
 Мун-Озеро оз. 143, 146  
 Мурдо о. 427  
 Мурманская обл. 7, 9, 17, 18, 19, 24, 39, 41, 48, 50, 52, 56, 64, 75, 76, 186, 275, 291, 348, 539, 562, 569, 617, 629, 647, 664, 683, 684, 687, 688, 689, 690, 691  
 Муромка р. 290  
 Муромское оз. 642  
 Мурсула зал. 483  
 Муста-Ламби оз. 140, 507,  
 Мюрис-ярви с. 491  
 Мякисало о. 469, 473, 577  
 Мьяндусельга с. 137  
 Мьянсельга ст. 147, 408  
 Мьянтю-Тунтури гора. 194, 196
- Н**
- Надвоицы ст. 8, 43, 95, 157, 159, 161, 166, 167, 220, 261, 357, 393, 394, 422, 423, 424, 425, 427, 428, 429, 520  
 Невгозеро оз. 47, 202, 211, 381, 382, 383, 623, 624  
 Немикас оз. 139  
 Нескевара, Неске-ваара гора. 540, 541  
 Нива р. 19, 288  
 Нива-Ярви оз. 49, 187, 188, 190, 193, 202, 380, 435, 522, 618  
 Нигалма оз. 168  
 Ниг-Озеро оз. 146  
 Нигрозеро оз. 564  
 Нижн. Вехк-Озеро оз. 330  
 Нижн. Керетьское оз. 442  
 Нижнее Кот-Озеро оз. 70, 315, 316, 327, 565  
 Нижнее Куйто оз. 8 21, 73, 398, 399, 400, 402, 515, 588, 632, 641, 643, 645, 648, 672, 673  
 Нижн. Нильмозеро оз. 315, 316  
 Нижн. Пулонгское оз. 327, 565, 569  
 Нижн. Черное оз. 448, 450  
 Ниинисаари о. 219, 221, 226, 229, 238, 240, 241, 582  
 Никольская губа. 330  
 Нилутти-Ярви оз. 187, 190, 202, 363, 430, 618  
 Ноттоваара гора 20  
 Нотоозеро (Нот-озеро) оз. 208, 440, 441, 560, 626  
 Нотто-Варака (Нотоварака) с. 157, 171, 396  
 Ноука-Ярви оз. 187, 193, 194, 201  
 Нуорунен гора 448

Нурми-Тунтури гора, тундра 8, 19  
 Нурмозеро оз. 256, 258  
 Нуутисаари о. 219, 221  
 Нюк оз. 20, 21, 74, 88, 357, 361, 391, 397,  
 398, 399, 402, 524, 588, 589, 591, 593,  
 632  
 Нялма р. 286  
 Нялмозеро (Нялм-озеро) оз. 125, 126,  
 286, 677

## О

Окунева varaка с. 455  
 Окунева губа 299, 300  
 Окуневое оз. 97  
 Оланга р. 8, 186, 194, 198, 307, 363, 384,  
 385, 492  
 Оланга с. 632  
 Оленевский о. 294  
 Олений о. 296  
 Олонец г. 8, 50, 267, 290, 501, 629, 632,  
 679  
 Олонецкая низина 19, 23, 24  
 Олонцкий р-н (бывш. губ.) 8, 12, 13,  
 35, 36, 273, 276  
 Олонка р. 8, 285, 642, 657  
 Онда р. 49, 165  
 Онд-Озеро оз. 8, 22, 262, 303, 308, 397,  
 418, 422, 427, 632, 672  
 Онега р. 31, 268, 616  
 Онежская губа, залив 22, 31, 278, 632,  
 645  
 Онежско-Ладожский (Ладожско-Онеж-  
 ский) перешеек (водораздел) 17, 255,  
 262, 267, 268, 270, 275, 606, 630, 633,  
 634, 637, 638, 639, 640, 645, 646, 667  
 Онежское озеро 8, 9, 12, 18, 22, 23, 24,  
 25, 26, 27, 29, 34, 36, 37, 46, 50, 54,  
 77, 83, 84, 85, 134, 143, 148, 255, 257,  
 267, 268, 270, 271, 273, 275, 277, 280,  
 282, 286, 287, 288, 289, 290, 303, 326,  
 333, 334, 335, 357, 359, 368, 373, 411,  
 429, 458, 485, 487, 488, 489, 495, 508,  
 509, 510, 512, 525, 603, 605, 606, 628,  
 629, 630, 632, 636, 637, 638, 641, 642,  
 643, 644, 645, 646, 664, 665, 666, 675,  
 676  
 Онежский п-ов 664, 665  
 Орех-Озеро оз. 369, 371, 412, 413  
 Ортсана гора 201, 621  
 Орчез р. 421, 422  
 Орчез-оя оз., рч. 357, 420  
 Ортсас-Ярви оз. 381  
 Остер (Остер-Озеро) оз. 91, 154, 287,  
 368, 369, 416  
 Остречье с. 154, 155  
 Отраккала с. 222  
 Оттовайнен хут. 242, 243  
 Охтан-Ярви оз. 73, 588, 593, 638

## П

Паданы с. 8, 599, 632  
 Падун с. 116, 152, 153, 154, 155, 602  
 Паймион-сари о. 475  
 Палаламби оз. 353, 412, 417, 460  
 Палалахта с. 413, 502

Пажа р. 487, 488  
 Палосарен-селькя залив 461  
 Паль-Озеро, Пальозеро оз. 137, 603  
 Пана-Ярви (Панаярви) оз. 13, 20, 43,  
 45, 82, 186, 193, 194, 195, 196, 198, 200,  
 201, 202, 206, 215, 216, 261, 287, 307,  
 351, 352, 362, 364, 366, 379, 381, 394,  
 395, 396, 397, 437, 438, 439, 441, 444,  
 446, 458, 492, 494, 515, 516, 556, 557,  
 620, 621, 622, 623, 657  
 Панозеро (Пан-озеро) оз. 357, 358, 359,  
 418, 420, 421, 422, 460,  
 Панозеро с. 95, 419, 632  
 Панфилова varaка, воив. 56, 58, 59  
 Парандово с., ст. 8, 14, 43, 49, 95, 157,  
 159, 183, 220, 357, 423, 520, 671  
 Партанен хут. 218, 226, 240, 246, 247, 584  
 Пезозеро (Пез-Озеро) оз. 43, 157, 189,  
 168, 169, 170, 172, 212, 216, 261, 520,  
 557, 610, 650, 654, 655  
 Педасельга с. 259  
 Педрокара о. 148  
 Пезж-Остров о. 312, 315, 317, 321, 322,  
 327, 333, 338  
 Пейбойн-ламби оз. 116, 153, 154, 603  
 Перт-Озеро оз. 144, 496  
 Пертозеро с. 146  
 Перяниemi п-ов, мыс. 463  
 Песчаное с. 632, 642  
 Петельгуба (Петельная губа) зал. 91,  
 369  
 Петрозаводск г. 8, 9, 36, 37, 88, 134,  
 255, 257, 274, 276, 277, 278, 279, 280,  
 284, 354, 495, 509, 603, 605, 606, 629,  
 632, 665, 676  
 Петрозаводская губа, бухта 277  
 Пиени-Селькясаари о. 235, 551  
 Пильозеро, Пиль-Озеро оз. 398  
 Пинегга р. 277, 281  
 Пиозанец (Пизанец) оз. 122, 596  
 Пиртозеро с. 70  
 Питкяниemi мыс. 219, 220, 221, 240, 241,  
 582, 583  
 Питкяранта г. 8, 36, 129, 501, 503, 574,  
 577, 579, 632, 639, 678  
 Питкя-Ярви оз. 469, 472  
 Плоская Луда о. 333  
 Пловский Бор с. 333  
 Плотичье оз. 152, 154, 155  
 Повенец г. 140, 142, 143, 152, 287, 642  
 Повенецкий зал., бухта 277, 333, 603,  
 638, 639, 642, 675  
 Повенчанка р. 277, 278, 287  
 Подужемье с. 8, 330, 455, 558  
 Пойкеш ламбина оз. 337  
 Покровское с. 116, 134, 137, 152, 602,  
 603, 675  
 Полви-Ярви оз. 253, 586  
 Половина хут. 457, 459  
 Полярный круг с. 18, 562  
 Поморский берег 556, 562  
 Поньгома (Поньгом-озеро) оз. 65, 333,  
 336  
 Поньгома с. 8, 40, 41, 558, 563  
 Поньгом-остров (Поньгом) о. 298, 301,  
 302, 315



Поперечная варака возв., массив 315  
 Порос-Озеро оз. 308, 632, 673  
 Порос-Озеро, Поросозеро с. 8  
 Постельное оз. 70, 327, 624  
 Постельные горы 330  
 Пояконда залив 21  
 Приладожская низина 19, 23  
 Приозерск г. 8, 508, 509, 585  
 Прионежский р-н 8, 37  
 Пролонвара с. 241, 244  
 Пряжа с. 8, 88, 113, 260, 629, 632, 676  
 Пряжинский р-н 8, 37  
 Пудож с. 23, 629, 632, 642  
 Пудож-Гора с. 508  
 Пудожский р-н 8, 37  
 Пул-Озеро оз. 22, 616, 639  
 Пулонские озера (Нижнее, Верхнее)  
 314, 315, 564  
 Пусун-сари о. 483  
 Пут-Сари о. 247, 249, 353, 460, 472, 477,  
 478, 479, 519, 570  
 Плюсис-Ярви оз. 359  
 Пюхя-Куру ушел. 539, 540, 547, 619  
 Пюхя-Лампи (Ламби) оз. 436, 619  
 Пюхя-Ярви оз. 20, 49, 187, 189, 192, 193,  
 206, 353, 362, 379, 430, 434, 435, 436,  
 467, 522, 618  
 Пяя-Вара гора 351, 357, 361, 362, 418,  
 419, 420, 421  
 Пялк-Ярви оз. 482  
 Пял-Озеро оз. 140, 143, 354, 368, 371,  
 398, 404, 408, 603  
 Пялозеро с. 143  
 Пяльма р. 488  
 Пяльма с. 140, 142  
 Пя-Озеро оз. 8, 9, 21, 27, 29, 45, 303, 309,  
 335, 351, 397, 430, 444, 445, 493, 515,  
 517, 628, 629, 632, 636, 638, 641, 643,  
 669, 672

## P

Раакку-Тунтури гора 194, 198, 492, 621,  
 622  
 Раван гора 310  
 Рай-Ярви оз. 379, 380, 618  
 Рахка-Сари 472  
 Раппомо (Раппома) оз. 172, 174, 175,  
 176, 360  
 Реболы с. 8, 9, 106, 120, 629, 632, 666  
 Риговарака с. 177  
 Риговаракское оз. 178  
 Ридату-Сари о. 469, 473, 474, 475  
 Риеккалан-сари р. 463, 470  
 Римское с. 8, 489  
 Рова-Ярви оз. 193  
 Ровкульское оз. 88, 594, 632  
 Рокж-Озеро 357, 423, 424, 426, 427, 428  
 Рокково оз. 168, 170  
 Роп-ручей 501  
 Ромбакка оз. 300, 301  
 Рохмойва гора, массив 19  
 Руг-Озеро (Ругозеро) оз. 20, 84, 86, 87,  
 89, 357, 409, 410, 485, 572, 596, 645  
 Рукозеро с. 8, 294, 629, 632, 641  
 Ругозерский р-н 8, 37, 285, 308

Руоко-ярви оз. 481  
 Руотсин-Сари о. 469, 473  
 Рускеала с. 229, 225, 232, 240, 576  
 Ручьи ст. 539  
 Рыб-Озеро оз. 167, 378  
 Рыбрека р. 290  
 Рюттюярви оз. 224

## С

Сабельникова мыс. 167, 180, 181  
 Саваса-Вара гора 19  
 Сайда р. 29  
 Салва-Ламби оз. 139  
 Салми ст., с. 8, 235, 356, 502, 508, 509,  
 510, 585, 678  
 Салон-Ярви оз. 130  
 Саммот-сари 472  
 Санда р. 412  
 Санда (Санда-остров) о. 410, 599  
 Санда оз. 94, 146, 147, 151, 494, 606,  
 632  
 Сапо-Вара 19  
 Саопсальма оз. 475  
 Саповарака гора 360  
 Свирь р. 8, 255, 256, 266, 286, 508, 509,  
 514, 606  
 Святнаволок с. 139, 485, 603, 675  
 Святой Нос мыс. 31  
 Северин-саари о. 119, 488, 599  
 Северный Выг р. 278  
 Северная Двина р. 31, 277, 281  
 Северная Карелия 13, 14, 15, 17, 41, 44,  
 47, 49, 79, 83, 193, 220, 262, 267, 273,  
 274, 281, 283, 284, 287, 288, 289, 291,  
 298, 333, 335, 362, 367, 368, 379, 430,  
 492, 515, 518, 539, 552, 559, 566, 568,  
 572, 621, 633, 644, 647, 648, 662, 663,  
 665, 667, 668, 688, 691  
 Северное Каменное оз. 327  
 Северное Приладожье 11, 12, 16, 36, 43,  
 47, 48, 49, 81, 218, 226, 249, 261, 264,  
 324, 325, 348, 469, 470, 506, 509, 518,  
 521, 525, 554, 573, 575, 579, 580, 585,  
 636, 648, 654  
 Северное Прионежье 21, 487, 488  
 Северо-восточное Приладожье 345, 666  
 Северо-западная Карелия 42, 49, 82, 298,  
 384, 394, 395, 402, 493, 515  
 Северо-западное Приладожье 49, 81, 138,  
 238, 262, 346, 481  
 Северо-западное Прионежье 88, 138, 139,  
 495  
 Сегежский р-н 8, 37, 157  
 Сегежа ст. 8, 161, 425, 610, 629, 632, 670  
 Сер-Озеро оз. 8, 9, 12, 21, 27, 30, 33, 45,  
 48, 49, 82, 84, 85, 87, 89, 91, 92, 94, 95,  
 110, 112, 115, 116, 118, 119, 260, 262,  
 275, 287, 289, 303, 333, 334, 354, 357,  
 358, 359, 368, 369, 370, 371, 377, 394,  
 397, 398, 409, 410, 411, 412, 415, 417,  
 427, 428, 429, 458, 485, 486, 488, 490,  
 494, 525, 572, 598, 599, 601, 628, 629,  
 632, 637, 641, 646, 652, 659, 672, 673  
 Селцкое оз. 8, 84, 87, 89, 92, 116, 120,  
 121, 123, 635

- Семча р. 137, 140  
 Семча-Озеро оз. 335, 336, 368, 369, 370  
 Сенное оз. 328  
 Серяк оз. 62, 70, 564  
 Сескюла-Йоки р. 242, 243, 244  
 Сигово оз. 178, 613, 624  
 Сидорова губа 329  
 Сидоров о. 333, 563  
 Сиепи-Ярви оз. 178, 190  
 Синяя Пала варака, возв. 315  
 Синее оз. 328  
 Соан-Йоки р. 242, 243, 244  
 Соанлахти с. 238  
 Соваярви (Сова-Ярви) оз. 82, 187, 191, 192, 195, 617, 619, 620  
 Совдозеро (Совд-Озеро) оз. 43, 86, 87, 88, 112, 113, 120, 404, 598  
 Совдозеро оз. 8  
 Сойма-гора, гора 87  
 Сокол-Озеро оз. 20, 201, 307, 397, 437, 439, 440  
 Соломенное с. 149, 290, 498  
 Соловецкие о-ва 31, 632  
 Сона р. 586  
 Сона с. 250, 253, 586  
 Сонозеро оз. 409, 596  
 Соностров с. 330, 560, 563  
 Сорокская бухта 330  
 Соролан-Сари о. 472, 476  
 Соргавала г. 8, 9, 235, 310, 324, 462, 470, 472, 475, 509, 510, 514, 518, 574, 575, 581, 629, 632, 636  
 Соргавальский р-н 8, 36  
 Сосновец о. 306  
 Сосновец ст. 8, 168, 170, 455, 614  
 Спасская Губа с. 8, 140, 141, 143, 144, 145, 146, 283, 285, 487, 632  
 Среднее Куйто оз. 8, 20, 21, 73, 84, 87, 345, 398, 399, 400, 402, 572, 588, 632, 638, 648  
 Суйсари о. 147, 148, 149, 150, 151, 498, 500, 676  
 Сукк-Озеро оз. 8, 95, 97, 100, 351, 397, 401, 402, 403, 452, 594  
 Сума р. 632  
 Сум-Озеро оз. (Сумозеро) 22, 638, 642  
 Сумский Посад с. 8  
 Сумское с. 161, 162, 163, 164, 165, 181, 614, 615  
 Суна р. 8, 21, 29, 37, 130, 140, 255, 285, 290, 404, 408, 486, 632  
 Сунд-Озеро оз. 398, 404, 408  
 Суо-Ярви (Суоярви) оз. 16, 46, 77, 84, 85, 88, 116, 124, 130, 133, 454, 491, 572, 601, 628, 632, 637  
 Суоярви ст. 8, 629, 632, 678  
 Суоярвский р-н 8, 36  
 Супротивный о. 328  
 Сури-вара (Северная Сури-вара) гора 530, 537  
 Сури-Селькесаари о. 235  
 Сурьяпия гора 382, 383  
 Сухая варака возв. 56, 58, 59, 296  
 Сух-Озеро оз. 137  
 Сывтуга р. 186, 500  
 Сювя-Салма-Ярви оз. 201  
 Ямяозерская низина 21  
 Ям-Озеро оз. 8, 45, 129, 260, 284, 285, 351, 397, 398, 404, 408, 600, 632, 639, 640, 641, 677, 678  
 Япчозеро оз. 310  
 Яргозеро оз. 95, 410  
 Сюя-Ярви оз. 358, 359, 360, 361
- Т
- Тава-Ярви о. 44, 303, 335, 430, 458, 526, 659  
 Тер-Наволок с. 148  
 Тивдия с. 8, 141, 143, 144, 145, 604  
 Тикше-Озеро оз. (66° с. ш. 32° в. д.) 8, 186, 202, 208, 211, 279, 287, 296, 298, 299, 300, 344, 364, 381, 382, 383, 440, 441, 515, 623, 624, 626, 632, 641, 666  
 Тикш-Озеро (64° с. ш. 32° в. д.) 86, 107, 120, 303, 362, 379, 592, 593  
 Тихкозеро оз. 399  
 Тихтозеро оз. 588  
 Толванд оз. 282, 287  
 Толвуй с. 143, 145  
 Толстик п-ов, мыс. 59, 61, 295  
 Топ-Озеро оз. 8, 9, 21, 25, 27, 29, 31, 65, 71, 73, 83, 87, 156, 173, 175, 212, 295, 296, 297, 303, 310, 333, 335, 336, 397, 418, 441, 442, 444, 448, 458, 515, 563, 572, 588, 593, 607, 609, 629, 632, 641, 643, 648, 670  
 Торос-Озеро оз. 403  
 Тростяное оз. 564, 565  
 Тулема-Йоки, Тулема р. 249, 510  
 Тулокса р. 285  
 Тулолан-саари о. 578  
 Тулома р. 508  
 Туломзеро оз. 12, 46, 83, 129, 134, 216, 220, 222, 249, 250, 254, 286, 491, 502, 572, 581, 585, 678, 680  
 Тумас-Озеро оз. 596  
 Тумча оз. 20, 287  
 Тунгуда р. 173, 611, 671  
 Тунгудское оз. 82, 138, 157, 158, 357, 418, 422, 423, 425, 427, 485, 491, 503, 611, 652, 657, 670  
 Тунгуда с. 8, 80, 95, 157, 158, 160, 171, 423, 632, 652  
 Тунгудская возв. 22  
 Тунтса-Йоки 19  
 Туохи-лампи оз. 188  
 Туная губа 59, 569  
 Туути-ярви (Туути-Ярви) оз. 187, 188, 516, 517, 618, 619  
 Турко-Ярви оз. 175  
 Тухкала оз. 399  
 Тухк-Озеро оз. 358, 359, 360  
 Тухтавара (Тухта-ваара) гора 540, 541  
 Тедино (Тэдино) оз. 330  
 Тюккула р. 285, 286, 289, 642
- У
- Уйя р. 290  
 Уксун-Йоки р. 572  
 Улялеги с. 49, 129, 310, 408  
 Укшозеро оз. 147, 148, 149, 150, 255, 257

Улунваара гора 239  
 Уницкая губа 147, 636  
 Унос-Озеро оз. 593, 598  
 Урозеро оз. 606  
 Уросозеро оз. 377  
 Урская гряда 24  
 Уксу с. 483, 505, 507  
 Ухта г. 8, 9, 174, 175, 176, 310, 629, 632, 638

## Ф

Финляндия 7, 9, 12, 13, 19, 20, 24, 39, 42, 52, 77, 79, 83, 87, 186, 187, 201, 211, 216, 217, 218, 222, 235, 264, 288, 292, 303, 326, 343, 431, 452, 456, 502, 506, 515, 539, 553, 554, 571, 572, 573, 617, 621, 629, 630, 639, 651, 654, 657, 664, 666, 680  
 Финская Лапландия 262, 657

## Х

Халинсельга (Халин-Сельга) зал. 469, 476  
 Ханкаш оз. 303, 304, 305  
 Ханкос (Хангос) оз. 47, 211, 383, 625  
 Ханкосало о. 247, 249  
 Хапа-сари о. 472  
 Хатуноя руч. 241, 242, 243, 582  
 Хаутовара с. 43, 44, 84, 85, 88, 129, 260, 263, 334, 351, 357, 358, 368, 371, 373, 377, 392, 398, 404, 405, 407, 429, 526, 600, 676  
 Хедозеро оз. 54, 86, 88, 107, 109, 523, 591  
 Хейз-ярви оз. 112  
 Хелпсаари о. 247, 249,  
 Хепосалон-сари о. 477  
 Хеголаббина с. 70  
 Хижозеро (Хиж-Озеро) оз. 183, 357, 426  
 Хиж-Ярви оз. 607  
 Хизовара (Хизо-вара) гора 43, 49, 76, 186, 216, 220, 442, 521, 623  
 Хирви-Наволоок мыс. 205, 207, 208, 364  
 Хис-Ярви оз. 249, 250, 586  
 Хито-варака (Хитоварака) гора 58, 59, 569  
 Хонкасалон-селька зал. 461  
 Хонка-Сари о. 475  
 Хоси-Ярви оз. 187, 192, 379, 617, 619  
 Хюрсюля оз. 373  
 Хюрсюля с. 374, 677

## Ц

Центральная Карелия 12, 13, 15, 41, 43, 44, 49, 75, 78, 83, 85, 86, 87, 88, 106, 115, 116, 120, 193, 195, 201, 211, 215, 217, 220, 264, 267, 273, 274, 281, 285, 288, 289, 303, 307, 335, 347, 357, 362, 368, 377, 391, 393, 394, 398, 485, 515, 525, 526, 527, 529, 553, 583, 619, 636, 639, 647, 652, 657, 665, 666  
 Ципринга оз. 194, 384, 386, 395, 621, 622

## Ч

Чалка оз. 78, 88, 127, 404, 408  
 Чалка с. 368, 600  
 Чебино с. 80, 85, 116, 135, 415, 485, 602, 652  
 Челмак гора 185, 617  
 Челмозеро оз. 88, 107, 110, 494, 591, 637  
 Челмужи с. 290, 642  
 Челозеро (Чел-Озеро) оз. 186, 208, 625, 626  
 Челпан гора 22  
 Черга (Черга) зал. губа 148, 636  
 Черная р. 23, 290, 448, 642  
 Черная Щель мыс. 319  
 Чернореченская губа 314  
 Черный Наволок мыс. 112  
 Чиозеро оз. 87, 596  
 Чирка-Кемь р. 8, 88, 120, 282, 593, 594, 632, 635  
 Чудзь-Озеро оз. 401  
 Чупа ст., с. 8, 560, 565, 668  
 Чупинская губа зал. 21, 23, 50, 67, 279, 314, 315, 329, 330, 565

## Ш

Шала р. 290, 642  
 Шапочка гора 22, 185, 617  
 Шарাপиха о. 323  
 Шарви-Озеро оз. 70  
 Шардомские о-ва 150  
 Шелтозеро оз. 282  
 Шелтозеро с. 290, 632  
 Шивад-Ярви оз. 112  
 Ширко оз. 168, 171, 172  
 Ширко-Ярви оз. 357, 419, 422  
 Шитка-Ламби оз. 174  
 Шобо оз. 173  
 Шомба р. 608  
 Шомба с. 286, 629  
 Шобо-Озеро оз. 73, 156, 167, 173, 174, 175, 176, 261, 393, 418, 520, 607, 608, 609, 610, 650, 655  
 Шомбозеро с. 608  
 Шокша р. 290  
 Шокша с. 256, 260  
 Шокинская губа, залив 256, 258  
 Шокинский п-ов 258, 259  
 Шуарис-ярви оз. 613  
 Шуезеро (Шуезеро, Шуе-Озеро) оз. 45, 157, 167, 170, 171, 177, 180, 394, 395, 396, 490, 652, 670  
 Шот-Озеро, Шат-Озеро оз. 8, 123, 124, 129, 286, 289, 377, 397, 404, 405, 407, 600  
 Шуерешкое с., ст. 8, 61, 65, 70, 71, 72, 76, 297, 329, 340, 455, 563  
 Шуйстров о. 563  
 Шуньга с. 143, 144, 145, 146, 487  
 Шуо-Ярви оз. 179  
 Шурле-вара гора 20, 308  
 Шуерешкое с. 297, 329, 340, 456, 563  
 Шуя р. 8, 170, 284, 285, 286, 287, 288, 289, 310, 373, 374, 600, 632, 641, 642

## Ш

Щелейная гора 422  
Щучье оз. 569

## Э

Энг-Озеро оз. 8, 21, 560, 563, 641  
Энингивара гора 116

## Ю

Юго-восточная Карелия 12, 17, 77, 79,  
178, 256, 266, 267, 303, 485, 495, 508,  
633, 661  
Юго-западная Карелия 44, 48, 49, 74,  
267, 310, 324, 325, 392, 452, 491, 585,  
647, 648, 652, 654, 665, 690  
Южная Карелия 11, 12, 13, 14, 41, 43,  
44, 49, 77, 78, 83, 85, 87, 88, 116, 185,  
186, 218, 238, 260, 261, 262, 265, 273,  
274, 284, 285, 289, 346, 348, 357, 362,  
367, 368, 394, 500, 506, 509, 510, 514,

525, 528, 553, 572, 583, 619, 657, 661,  
662, 666, 667, 673  
Южный Выг р. 290  
Южный Олений о. 143  
Юккогуба с. 494  
Юлозеро оз. 327  
Юрк-Озеро оз. 308  
Юст-Озеро оз. 309, 335  
Юстозеро с. 139, 404  
Юшкозеро с. 8, 632, 638

## Я

Ялгуба с. 148, 149, 151  
Ялонвара, Ялонваара с. 43, 49, 218, 225,  
236, 237, 241, 244, 245, 351, 357, 453, 454,  
455, 491, 581, 582, 583, 635  
Янг-Озеро (Янгозеро) оз. 45, 84, 86, 87,  
121, 122, 123, 262, 275, 485, 487, 489,  
494  
Яни-губа зал. 257  
Янисйоки р. (Янис-йоки) 223, 224, 225,  
229, 230, 231, 576, 577  
Янис-Ярви озера (Большое и Малое) 8,  
16, 49, 216, 230, 397, 491, 551, 632

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

### А

- Авдеевская аномалия 672  
Агатозерская аномалия 672  
Андомская возвышенность, орограф. подрайон 19, 23  
Анциловое оз. 646

### Б

- Балтийский щит 7, 15, 39, 46, 50, 51, 53, 77, 256, 265, 266, 267, 271, 354, 355, 500, 553, 554, 556, 558, 572, 606, 630, 631, 643, 644, 647, 661, 662, 664, 667, 682  
Белозерская аномалия 673  
Беломориды 41, 52, 55, 75, 346, 555, 557, 558, 559, 627, 648, 649, 650, 655, 668  
Беломорская аномалия 671  
Беломорская серия (комплекс) 13, 14, 15, 16, 39, 40, 48, 50, 52, 53, 54, 55, 56, 58, 64, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 75, 76, 78, 156, 213, 294, 296, 304, 307, 312, 316, 324, 327, 328, 329, 330, 332, 337, 338, 340, 342, 343, 344, 345, 430, 457, 553, 555, 557, 559, 561, 562, 563, 564, 566, 567, 568, 569, 570, 572, 626, 628, 648, 655, 683, 689, 690  
Беломорский антиклинорий 55, 342, 561, 570  
Беломорский геологический район (блок) 7, 8, 19, 39, 40, 41, 42, 52, 54, 55, 64, 65, 72, 73, 74, 75, 156, 181, 266, 294, 301, 304, 307, 311, 325, 327, 336, 337, 347, 351, 455, 456, 526, 527, 553, 554, 555, 556, 557, 558, 559, 561, 570, 572, 573, 607, 611, 612, 616, 617, 619, 620, 621, 623, 648, 649, 651, 655, 668, 680, 683  
Беломорско-Норвежский блок 41, 533  
Беломорско-Онежский (Онежско-Беломорский) водораздел 54, 277, 278, 287, 288  
Беломорское побережье (равнина), орограф. подрайон 19, 23, 641, 643  
Бергаульская свита 78, 79, 85, 89, 135, 136, 652  
Бергаульский участок 89, 90, 91, 598, 653  
Большезерская аномалия 674  
Большое Тедино массив 315  
Большозерская серия, свита 107, 109, 111  
Большой Ковдорский массив 539, 540, 546, 548  
Бореальная трансгрессия 277, 281, 644

### В

- Вагозерская аномалия 679  
Валаамско-Салминская островная гряда 510  
Валдайский ярус 275, 276  
Великогубская синклиналь 599  
Велимякский, Велимяки массив, интрузия 234, 460, 464, 467, 468, 469, 476, 577  
Веневский горизонт 272, 273  
Верхне-кемская болотная равнина, орфограф. подрайон 19, 20  
Верхний карелий 79, 80, 86, 153, 159, 554  
Верхнекарельский комплекс 45, 130, 221, 250, 262  
Ветренный пояс, орфограф. подрайон 19, 22, 633, 634, 635  
Ветреного пояса серия 83, 176, 262, 354, 355, 484, 494, 495, 607, 617, 661, 687  
Ветреного пояса синклинорий 186, 499, 607, 616  
Ветреного пояса участок (подзона) 159, 167, 181, 184, 573  
Водлозерский подрайон (Водлозерская низменность) 19, 23  
Восточно-Европейская платформа 266  
Восточно-Карельская синклинорная зона 42, 43, 45, 52, 55, 75, 80, 82, 83, 84, 100, 101, 106, 111, 129, 156, 158, 159, 167, 173, 176, 180, 201, 212, 260, 261, 263, 349, 350, 352, 357, 456, 485, 520, 521, 523, 554, 557, 571, 572, 607, 634, 635, 650, 652, 653, 654, 655, 657, 658, 659, 670, 671, 672, 680  
Восточно-Финляндская антиклинорная зона 42, 84, 123, 216, 222, 235, 303, 571, 572, 575, 576, 681, 627, 628, 680  
Восточно-Финляндская синклинорная зона 42, 43, 44, 46, 72, 74, 80, 83, 123, 216, 218, 220, 246, 249, 260, 261, 310, 311, 324, 353, 458, 460, 476, 518, 571, 572, 574, 573, 575, 585, 587, 650, 652, 653, 654, 655, 668, 659  
Вотульский разлом 614  
Вуори-Ярви массив (Вуориярвинская интрузия) 47, 48, 49, 50, 69, 306, 539, 540, 541, 542, 543, 544, 545, 546, 547, 548, 549, 550, 619, 687, 691  
Вуориярвинская аномалия 669, 681  
Выборгский массив 502, 503, 572  
Выгозерско-Тунудский орфограф. подрайон 19, 20, 22

Выгозерская структура (синклиналь)  
521, 614, 615  
Выгозерский участок 129, 159, 160, 161,  
167, 170, 180, 520  
Вычанский массив 45, 352, 430, 444, 446,  
450, 451, 459

## Г

Гайкола, Гайкольский массив 350, 367,  
377, 688  
Гальозерская аномалия 675  
Гдовский горизонт 268, 269, 663  
Гимольская серия 9, 42, 43, 48, 49, 50,  
74, 76, 79, 82, 83, 86, 88, 95, 96, 97,  
98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105,  
106, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 113,  
120, 130, 193, 260, 261, 263, 304, 326,  
347, 349, 350, 351, 357, 367, 377, 378,  
394, 397, 398, 399, 400, 401, 402, 403,  
458, 523, 526, 572, 589, 591, 592, 594,  
595, 600, 649, 651, 653, 654, 659, 673,  
674, 676, 680, 681, 598, 690  
Гимольская синклиналь 594, 595  
Гимольские аномалии 86, 674  
Гимольский участок 88, 89, 95, 100, 101,  
106, 107, 108, 110, 120, 261, 596, 653  
Горизонт синих глины 269  
Гремяха-Вырмес массив 528, 538, 691

## Д

Докарельская (верхнеархейская) толща,  
комплекс, система 159, 215, 217, 218,  
219, 235, 250, 253, 394, 652

## Е

Евж-озеро-Ругозеро синклиналь 598  
Елетозерская аномалия 670, 681  
Елетозерский массив интрузия 47, 48,  
49, 348, 450, 515, 528, 529, 531, 534,  
535, 536, 537, 538, 687, 691  
Елмозерская зона разлома 528  
Елмозерская синклинальная структура  
119, 598, 599  
Елмозерский участок 119  
Енская толща 40, 56, 57, 59, 60, 61, 63,  
68, 69, 72, 120, 342, 561, 562, 566, 567,  
568, 569, 570  
Енско-лоухский синклинорий 55, 61, 63,  
559, 560, 561, 562, 563, 564

## Ж

Железорудная формация, свита, толща  
79, 80, 86, 87, 101, 104, 122, 263, 683,  
690

## З

Заонежско-Лижемский комплекс 487, 676  
Заонежье, Сельговый р-н 633, 634, 636  
Западно-Карельская возвышенность,  
орфограф. подрайон 19, 20, 21, 633,  
634, 635, 643  
Западно-Карельская синклинорная зона  
42, 43, 45, 46, 72, 73, 80, 83, 84, 123,

130, 134, 156, 176, 193, 216, 249, 260,  
261, 349, 357, 485, 522, 524, 571, 572,  
587, 588, 591, 593, 594, 596, 599, 601,  
606, 619, 634, 650, 651, 652, 653, 658,  
672, 674, 676, 680

Западно-Карельский антиклинорий 554  
Западно-Онежская синеклиза 585, 606  
Западно-Ругозерская глыба 598  
Западно-Сегозерский массив 409, 410  
Западный район 186, 187, 201, 529, 617

## И

Иваногорская синклиналь 208, 625  
Идельская аномалия 671  
Идельский массив 418, 424, 429  
Иляля свита 232, 233  
Имандра-варзуга свита 557, 690, 691  
Импилахтинская аномалия 678  
Импилахтинская синклиналь 576, 577  
Импилахтинский блок 324, 470, 574  
Импиниево массив 473, 474, 475, 476  
Иольдево море 286, 287, 288, 666  
Иотнийская серия, система 77, 81, 255,  
256, 257, 259, 506, 606, 661, 676, 687,  
691  
Ипатти серия 654  
Ириногорский участок (подзона) 202,  
208, 209, 210, 211, 212, 214, 216, 261  
Ириногорская синклиналь, прогиб 208,  
521, 606, 623, 625, 626, 655, 656  
Иринья-варака свита 208, 364

## К

Кааламо, Кааламский массив 49, 234,  
460, 464, 456, 466, 467  
Кадозерская свита 98, 99  
Кайман массив 381, 382  
Калевийский отдел (калевий) 12, 349,  
350  
Калливо-Муркенен-ваара массив 368,  
370, 381  
Каменное оз. массив, интрузия 201, 381  
Каменноозерская аномалия 671, 681  
Каменноборская толща 256, 257, 259, 354  
Кандалакшский пояс, зона, подрайон 18,  
539  
Карелиды 42, 46, 52, 55, 75, 79, 83, 84,  
337, 344, 345, 346, 520, 523, 553, 554,  
555, 556, 558, 559, 570, 571, 606, 612,  
613, 621, 627, 648, 649, 654, 657, 659,  
681  
Карело-Кольская петрографическая про-  
винция 539  
Карело-Кольский регион 7, 15, 79, 80,  
256, 260, 292, 500, 501, 557, 647, 674,  
682, 683, 690  
Карельская геосинклиналь 42, 79, 262  
263, 354, 556, 559, 650, 651, 652, 658,  
659, 660, 661, 662  
Карельская складчатая зона, пояс (ка-  
релиды) 41, 42, 80, 81, 346, 356, 553,  
554, 558, 617, 649, 651, 658, 690  
Карельская субзона карелид 553, 558

- Карельская формация 13, 14, 15, 16, 42, 45, 78, 79, 80, 84, 85, 118, 134, 135, 139, 152, 153, 157, 158, 217, 220, 249, 250, 252, 354, 393, 422, 484, 553, 554, 652, 654
- Карельский геологический район 7, 9, 39, 42, 45, 46, 72, 73, 76, 298, 307, 308, 309, 311, 324, 333, 337, 344, 347, 555, 570, 571, 690
- Карельский геосинклинальный цикл 647
- Карельский ледник 666
- Карельский ярус 276, 281
- Карельское геосинклинальное море 649, 667
- Кармасельская синклиналь 599
- Карташский массив 352, 412, 413, 414, 417, 418, 459, 460
- Кашинский массив 334, 335, 336
- Кевязозерская синклиналь (полоса) 612, 613
- Кемское поднятие 563
- Кенозерская полоса 645
- Керетьско-Ковдозерский антиклинорий (Ковдозерско-Тикшозерский) 55, 61, 63, 560, 561, 562, 563
- Керетьская толща 39, 48, 56, 57, 60, 63, 70, 303, 306, 327, 328, 340, 331, 343, 347, 430, 561, 563, 566, 567, 568, 569, 570, 689
- Кивакка аномалия 669
- Кивакка массив, интрузия 201, 367, 384, 385, 386, 389, 390, 391, 434, 438, 439, 448, 493, 622, 669
- Кивач массив 404, 408
- Кимасозерская аномалия 647
- Киндосовская аномалия 114, 600
- Кипозерская аномалия 671
- Кирьвалахтинский блок 575, 576, 577
- Ковдозерская антиклиналь 62
- Ковдорский массив 644, 691
- Ковдозерско-Салмогорский пояс, зона 539
- Койкарская аномалия 675, 677
- Койкарская глыба 345, 600
- Койкарско-Кумчезерская синклинальная зона 600, 603
- Койринойский блок 574
- Кокко-ламби — Киви-Ярви синклиналь 596
- Коккосельгский блок 577
- Коккосельгинская аномалия 678
- Колвицкий (Колвицкий) массив 539, 549, 591
- Кольская серия (кольские гнейсы) 53, 54, 65, 75, 76, 345, 557, 558, 683, 690, 691
- Кольский геологический район 39, 683
- Кольско-Норвежская субзона карелид 553, 558
- Кондская аномалия 105, 674
- Коятисаари свита, толща 219, 220, 231
- Кополозерская аномалия 672, 681
- Корманка массив 45, 47, 201, 352, 430, 444, 445, 446, 449, 451, 459, 688
- Корпангская аномалия 105, 109, 524
- Костомукшская свита 244
- Костомукшская группа аномалий 101, 674
- Костомукшская синклиналь структура 101, 102, 104, 105, 523, 589, 591,
- Костомукшский участок 88, 89, 101, 102, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 261, 523, 524, 596, 653
- Котозерский массив 316
- Котозерский-Чупиская зона дробления 564
- Кочуомский массив 418, 424, 425, 429
- Кукаозерская свита, комплекс 203, 207, 212, 364
- Кукас-Озеро — Тикш-Озеро зона 364, 381
- Кукаозерская синклиналь, прогиб 522, 623, 624, 625, 626, 655, 656
- Кукаозерский участок (подзона) 202, 203, 208, 209, 211, 212, 215, 261
- Кукаозерско — Тикшозерский синклинорий 617, 623, 625, 626
- Кумпу серия 657
- Кумсионская синклинальная структура (зона) 134, 136, 152, 153, 154, 155, 156, 415, 601, 602, 603
- Кумсинский участок 135, 136, 137, 138, 152, 153, 155, 156
- Кундозерская аномалия 669
- Кунина-Ярви синклиналь 596
- Куоляярви-Соваярви участок (подзона) 187, 190, 191, 192, 193, 194, 195, 196, 200, 206, 209, 215, 260, 395
- Куоляярвский синклинорий 362, 363, 379, 434, 617, 618, 619, 620, 657

## Л

- Лаврентьевская система свита 54, 217
- Ладожский участок (подзона) 220, 222, 234, 235, 238, 240, 247, 524
- Ладожская серия 9, 44, 47, 49, 81, 82, 129, 219, 220, 222, 224, 226, 229, 230, 231, 232, 233, 235, 238, 240, 241, 246, 248, 249, 254, 261, 264, 265, 310, 311, 324, 325, 345, 353, 460, 461, 464, 465, 466, 468, 469, 472, 473, 476, 477, 480, 481, 482, 483, 484, 491, 501, 503, 505, 506, 509, 518, 526, 572, 573, 574, 575, 576, 577, 578, 580, 582, 583, 585, 652, 654, 655, 658, 678, 680, 681, 687
- Ладожская трансгрессия 274
- Ладожская формация 12, 16, 17, 43, 44, 77, 79, 81, 82, 217, 218, 222, 238, 248, 518, 573, 652
- Лажденпохинская аномалия 679
- Лапиды (лопарская складчатость) 554
- Лейвоинская (лейвотундровская) структура 562
- Лепиялампи свита 232, 233
- Леппяниемская антиклиналь 575
- Леппясюрская синклиналь 577
- Лесная варака массив 539, 540, 691
- Лейтнеозерская синклиналь (мульда) 78, 168, 171, 177, 178, 179, 612, 613, 614
- Лехтинская синклиналь (полоса) 612, 613, 614

Литориновая трансгрессия 646, 667  
 Лопарская серия 192, 193  
 Лоухская толща 39, 48, 56, 57, 59, 60, 63, 65, 68, 69, 70, 72, 74, 75, 330, 331, 333, 337, 340, 342, 559, 561, 562, 563, 567, 568, 570, 689,  
 Лоухское пегматитовое поле (район) 563, 564  
 Лубосалмская (Лубосалма) синклиналь 122, 123, 596, 597  
 Лубомалмский участок 122  
 Лубоярвинская аномалия 674  
 Лувозерская аномалия 105  
 Лузингская аномалия 674  
 Луккулайс-вара массив, интрузия 367, 384, 387, 388, 389, 391, 622  
 Лупчингская аномалия 670  
 Ляминаритовый горизонт 269

## М

Маансельска (Беломорско-Балтийский водораздел) 19, 20  
 Магнетитовая варака аномалия 669  
 Маньгинская аномалия 600, 676, 677  
 Маньгинский участок 88, 89, 113, 114  
 Мартинан-сари массив 460, 464, 467, 481  
 Маслозерская аномалия 673  
 Маслозерско-Колонгозерская синклиналь, структура, зона 120, 598  
 Маслозерско-Селецкая зона 598  
 Маткосельская синклиналь 575, 576  
 Машозерско-Кевятозерская синклиналь, полоса 180  
 Мгинская трансгрессия 665  
 Мгинский ярус 275, 277, 278  
 Медвежьегорская аномалия 675  
 Междозерская свита 97  
 Микколевская аномалия 670  
 Московский, вышневолоцкий ярус 272, 275, 276  
 Мурманский блок 553, 558  
 Мурсульский блок 470, 574  
 Мякисало массив 460, 464, 469, 577  
 Мячковский горизонт 272

## Н

Надвоицкий массив 418, 424, 429  
 Надляминаритовый горизонт 269  
 Невгозерская аномалия 669  
 Невгозерский массив 382, 688  
 Ниваярвинская свита 187  
 Нигрозерская аномалия 672  
 Нижний карелий 79, 85, 86, 159, 160, 195, 554  
 Нижнекарельский комплекс 42, 81, 88, 91, 95, 203, 209, 221, 222, 250, 260  
 Никитинская аномалия 672  
 Нотозерско-Терская зона 557  
 Нюкозерская аномалия 673  
 Нюкозерский сброс 591  
 Нуорунен массив, интрузия 19, 45, 47, 201, 352, 385, 430, 445, 446, 447, 449, 451, 459, 460, 493, 622, 688

## О

Озерная варака массив 540, 691  
 Озерный подрайон Северной Карелии 19, 20  
 Оз. М. Янис-Ярви подзона 581, 582  
 Олангская группа интрузий 352, 384, 385, 390, 437, 438, 443, 448, 460, 527  
 Олонечкая аномалия 267, 679  
 Олонечкая возвышенность, орограф. подрайон 19, 24  
 Олонечкая диабазовая формация 12  
 Олонечкая равнина низина, орограф. подрайон 19, 637, 642, 643  
 Ондриченско-Сумский комплекс 159  
 Онежская мульда 134, 147, 601, 603, 604, 605, 606, 628, 675  
 Онежская равнина 642, 643  
 Онежский силл 356  
 Онежская серия, свита 45, 46, 47, 82, 83, 115, 135, 138, 140, 141, 144, 147, 152, 153, 160, 185, 219, 239, 241, 244, 252, 258, 262, 265, 354, 484, 485, 486, 487, 491, 496, 524, 528, 582, 601, 605, 652, 660, 687  
 Онежская синклиналь, синклиний 140, 141, 354, 397  
 Онежская система 15, 16, 80, 82, 85, 138, 139, 159, 171, 172, 263, 264, 394  
 Онежская трансгрессия 281  
 Онежский отдел 12, 45, 77, 78, 79, 139  
 Ортас-Ярви массив 381  
 Остриа трансгрессия 288

## П

Палаламби массив 352  
 Панаярви—Кукаозеро складчатая зона 554  
 Панаярви-Оланга участок (подзона) 187, 194, 196, 200, 202, 208, 395  
 Панаярвский синклиний, прогиб 363, 430, 431, 437, 617, 620, 621, 622, 623, 657  
 Панозерский массив 352, 353, 420, 438, 459  
 Парандовская аномалия 671  
 Парандовская свита 160  
 Парандовская серия 42, 43, 48, 82, 83, 95, 129, 130, 160, 161, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 170, 171, 172, 173, 174, 175, 176, 212, 218, 235, 238, 260, 261, 262, 263, 304, 326, 349, 350, 351, 352, 357, 358, 359, 360, 367, 368, 369, 371, 373, 376, 377, 378, 394, 397, 398, 404, 405, 409, 410, 412, 413, 416, 418, 419, 422, 452, 455, 456, 457, 458, 500, 520, 523, 526, 598, 600, 607, 609, 610, 611, 612, 614, 615, 649, 650, 651, 652, 653, 655, 659, 674, 676, 680  
 Парандовско-Надвоицкая синклинальная полоса (зона) 161, 165, 167, 397, 425, 426, 614  
 Пезозерская свита 160  
 Пезеостровская интрузия 315, 316



Перяниими массив 462, 463  
 Питкяниими свита 219, 231  
 Питкярантская аномалия 678  
 Питкярантская мульда 574, 578  
 Питкярантский блок купол 310, 324  
 Питкярантско-Тулмозерская (Тулмозерско-Питкяранская) интрузия, массив 501, 502, 503, 504, 571, 578, 585, 678, 679  
 Повенецкая группа аномалий 675  
 Подольский горизонт 272  
 Подумский массив 456  
 Позднекарельская (среднепротерозойская складчатость) 46, 484, 556, 606, 660  
 Португалия трансгрессия 667  
 Приладожская низина 19, 23  
 Приморский антиклинорий 55, 61, 560, 561, 563  
 Прионежье экономич. район 37  
 Протвинский горизонт 271, 272, 273  
 Пращинская аномалия 676  
 Пудожгорская аномалия 675  
 Пудожгорский массив, интрузия 485, 489, 490, 508, 512, 525  
 Путсари (о-ва Пуг-сари) комплекс 47, 234, 460, 464, 476, 481, 520, 578, 688  
 Пут-Сари массив 473  
 Пут-Сари—Хепомалон-Сари массив 469, 477, 479  
 Пялярвинская свита 231  
 Пялярвинская синклираль 575, 576  
 Пяозерская аномалия 669

## P

Раакку-Тунтури глыба 620  
 Раннекарельская (нижнепротерозойская) складчатость 44, 45, 526, 555, 653, 657, 658, 659, 660  
 Реколатвинская (Нямозерская) структура (ветвь) 562  
 Романовская аномалия 678  
 Роппомозерская аномалия 670  
 Ругозерский орографич. подрайон 19, 20  
 Рускеальская антиклинальная структура 224, 576  
 Русская платформа 50, 156, 256, 265, 266, 267, 281, 556, 557, 606, 616, 630, 643, 662, 664, 665, 682  
 Рыбозерская аномалия 672

## C

Саланлатвинский массив 48, 50, 539, 549, 550, 691  
 Салаярвинский массив 691  
 Сальминская аномалия 678  
 Сальминский (Питкярантско-Тулмозерский) массив 217, 235, 249, 501,  
 Сальнотундро-колвицкая зона 557  
 Сальпауссельке гряда, комплекс 24, 273, 639, 666

Салмогорский массив 539  
 Сарнолийский комплекс 115, 116, 524  
 Свеко-Фенский блок, массив 553, 554, 570, 661  
 Свинцовгорская синклираль 61, 62, 63, 562  
 Свинцовгубская синклираль 61, 62, 562  
 Себляврский массив 539  
 Северное Прионежье, орограф. подрайон 19, 21, 22  
 Северный район 87, 130, 260  
 Северо-Двинская толща 281  
 Северо-Западный подрайон Маансельскя (Беломорско-Балтийский водораздел) 19, 20, 666, 667  
 Северная аномалия 114  
 Северный низкогорный подрайон 18, 19  
 Северо-Карельская антиклинорная зона 42, 84, 492, 571, 572, 573, 621, 627, 628, 669  
 Северная Карелия экономич. р-н 37  
 Северо-Карельская синклиорная зона 42, 43, 52, 75, 83, 84, 186, 201, 202, 214, 215, 216, 260, 261, 262, 307, 308, 310, 362, 395, 430, 492, 521, 527, 528, 557, 573, 617, 623, 626, 634, 655, 656, 658, 659, 669  
 Северо-Костомукшская аномалия 105, 109  
 Северо-Ладожский грабен (впадина) 585  
 Северное Приладожье экономич. р-н 36  
 Северное Приладожье сельговый р-н 633, 634, 636  
 Сегежская аномалия 671  
 Сегозерская аномалия 673  
 Сегозерская мульда (синклираль) 118, 598, 599, 601  
 Сегозерская свита, серия 45, 46, 47, 82, 83, 115, 116, 120, 135, 138, 160, 168, 173, 176, 177, 178, 180, 181, 219, 243, 258, 262, 264, 326, 354, 415, 484, 485, 486, 490, 491, 499, 524, 528, 593, 596, 599, 607, 610, 612, 614, 632, 660, 687, 690  
 Сегозерский отдел, система 15, 16, 45, 78, 80, 82, 85, 116, 139, 157, 158, 159, 171, 172, 264, 394  
 Сег-Озеро (Сегозерский) участок 89, 95, 101, 106, 110, 118  
 Сегозерско-Ругозерская синклиральная зона 120  
 Семеновская аномалия 674  
 Селецкая аномалия 673  
 Северо-Западное Прионежье участок 138, 139  
 Сояярвинская свита 187  
 Сояярвинская синклиральная зона 620  
 Совдозерская аномалия 112, 674  
 Совдозерский участок 88, 89, 112, 113  
 Соколовский массив 202, 623, 626  
 Сорси-Тунтури массив 19  
 Сортавальская серия 43, 82, 222, 223, 224, 225, 226, 230, 233, 235, 238, 239, 240, 241, 247, 249, 254, 261, 310, 311, 501, 503, 573, 574, 575, 576, 577, 578, 582, 583, 585, 654, 678

Сортавальский блок, глыба 324, 578  
 Средняя Карелия экономич. р-н 37  
 Старцевская синклиналь 62, 63, 562  
 Стешевский горизонт 272, 273  
 Суоярвинская аномалия 678  
 Суоярвская мульда 133, 601  
 Сури-Ярви (Хюрсюля) массив 367, 373, 376  
 Суйсарский комплекс, серия 45, 46, 78, 79, 83, 85, 138, 146, 147, 148, 150, 176, 178, 256, 257, 262, 264, 265, 348, 354, 355, 484, 485, 487, 495, 496, 525, 528, 605, 606, 661, 676, 687, 691  
 Суйстамоярвинская аномалия 678  
 Суккозерская свита 97  
 Суккозерская синклиналь 595  
 Сумозерская аномалия 672  
 Супоярвинская аномалия 674  
 Сюаярвинская синклиналь 601  
 Самозерская равнина 642, 643

## Т

Таваярвинский комплекс 48, 431, 433, 446, 588  
 Таваярвинский массив 303, 307, 351, 430, 431, 432, 434, 438, 444, 446, 458, 628  
 Тапес трансгрессия 288, 290, 667  
 Тарусский горизонт 272, 273  
 Тикшозерская интрузия 262  
 Тикшозерская серия 42, 43, 48, 82, 83, 207, 212, 214, 260, 261, 347, 350, 364, 397, 431, 437, 440, 442, 521, 526, 625, 626, 649, 655, 659, 689, 690  
 Тире-ламбинский сброс 627  
 Толвандский оз. 283  
 Толстикова антиклиналь 62, 63  
 Тривия трансгрессия 288  
 Туломозерская синклиналь, мульда 491, 585  
 Туломозерская свита 284  
 Туломозерско-Коватарви участок, р-н 249, 585, 587  
 Тунгудская глыба 610, 611, 615, 616  
 Тунгудская группа аномалий 670  
 Тунгудский массив 424  
 Тунгудско-надвоицкая серия 9, 43, 44, 47, 82, 83, 93, 95, 101, 106, 129, 160, 161, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 171, 172, 173, 174, 175, 176, 177, 178, 180, 184, 192, 193, 195, 201, 460, 261, 262, 263, 264, 267, 349, 350, 352, 354, 356, 367, 397, 398, 399, 403, 409, 410, 411, 412, 419, 420, 423, 431, 432, 437, 438, 444, 452, 453, 455, 458, 491, 520, 526, 527, 593, 600, 607, 609, 610, 612, 613, 614, 615, 622, 652, 653, 657, 687  
 Тунгудско-Шуезерско-Пебозерский участок 159, 160, 167, 173, 174, 176, 180  
 Тупогубская антиклиналь 63  
 Тупогубская синклиналь 62, 63  
 Тулолан—сари антиклиналь 578  
 Тульско-алексинско-михайловское отлож. 271, 663

## У

Укусярвинская аномалия 678  
 Улялегская аномалия 677  
 Ялялегский массив, интрузия 501, 502, 504, 600, 679  
 Ухтинская аномалия 673

## Ф

Финляндская субзона карелид 553  
 Финляндско-Карельский блок зона 553, 554, 558, 572  
 Фолас трансгрессия 288, 667

## Х

Хангас аномалия 669  
 Хангос массив 688  
 Ханкаш массив 306  
 Хаутовара, Хаутоварский массив 350, 405, 406, 407, 458  
 Хаутоварско-Ведлозерская аномальная зона 676, 681  
 Хедозерская свита 107  
 Хедозерско-Большозерская структура, синклиналь 591, 592  
 Хедозерско-Большозерский участок 88, 89, 106, 107, 110, 261, 523, 524, 596, 653  
 Хепосалон-сари массив 469, 477  
 Хетоламбинская толща 39, 48, 56, 57, 60, 61, 63, 64, 65, 66, 68, 69, 70, 73, 303, 305, 328, 331, 340, 342, 458, 559, 562, 563, 564, 566, 567, 568, 570, 689  
 Хиденнеми массив 470  
 Хизоварская свита 212, 214, 216, 442, 626, 627  
 Хизоварская синклиналь 626  
 Хизоварский блок 627  
 Хирвинаволок свита 203, 207, 208, 364  
 Хюрсюля (Сури-Ярви) массив 48, 126, 350, 367, 373, 374, 688

## Ц

Центральный район 186, 202, 212, 214, 617  
 Центральнo-Карельская антиклинальная зона, антиклинорий 42, 72, 84, 156, 571, 572, 573, 593, 605, 609, 627, 628, 672  
 Центральнo-Финляндский (Свеко-Фенский) блок 649  
 Ципринга массив 201, 367, 384, 386, 387, 388, 391, 493, 622, 669  
 Ципрингская аномалия 669

## Ч

Чалкинский массив 404, 405, 411, 412  
 Чалкинско-Хаутоварский (Чалкинско-Хаутовара-Ведлозерская) синклиналь 397, 600  
 Челмужская аномалия 675, 676  
 Челозерский сброс 591  
 Чинозерско-Янгозерско-Селецкий участок 120, 121

Чога-ручей сброс 613, 614  
 Чупинская антиклиналь 564  
 Чупинский пегматитовый район 315, 323, 332  
 Чупинско-Лоухский слюдоносный район 64, 75, 330, 346, 565

## Ш

Шокшинская гряда 24, 637  
 Шокшинская толща 256, 257, 258, 259  
 Шомбозерский синклиорий 607, 610, 611, 615, 652  
 Шомбозерский участок 159, 160, 173, 174, 176, 180  
 Шомбозерско-Тунгудская зона 359, 360  
 Шуезерская свита 160  
 Шуезерско-Маслозерская полоса 180  
 Шуезерский синклиорий 607, 609, 610, 611, 612, 614, 615, 652  
 Шуерецкая синклиналь 563

## Ю

Юго-восточное Приладожье 266  
 Юго-Восточный район 87, 88, 134, 135, 186, 212, 216, 260, 617

Юго-Западный орфограф. подрайон 19, 24  
 Юго-Западный район 87, 88, 123, 130  
 Южно-Кольская (Варзугская) антиклинорная зона 557  
 Южно-Кольский (Иманора-Варзугский) синклиорий 52, 53  
 Южно-Костомукшская аномалия 105, 109,  
 Южно-Кумсинская глыба 601, 602, 603  
 Южная Малиновая варака куст пегматитов 566  
 Юли-Ноука-Ярви синклиналь 619

## Я

Ялноварская толща 218, 220, 235, 236, 237, 238, 240, 241, 242, 581, 582, 650, 653, 654  
 Ялонварский (Ялонвара) массив 458  
 Янгозерская аномалия 673  
 Янгозерская мульда, синклиналь 112, 120, 122, 596, 597, 598, 601  
 Ятулийская формация, свита, отдел, комплекс, толща, образования (ятулий) 12, 14, 16, 17, 45, 77, 217, 218, 219, 220, 221, 235, 238, 246, 257, 334, 520, 521, 524, 652, 654

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>В. Н. Нумерова</i>	7
Глава первая. Обзор геологических исследований. <i>В. Н. Нумерова</i>	11
Глава вторая. Физико-географическая и экономическая характеристики	18
Физико-географический очерк. <i>Г. Д. Рихтер</i>	18
Рельеф	18
Климат	24
Гидрография	28
Почвенно-растительные условия	32
Основные экономические районы. <i>П. А. Васильев</i>	35
Глава третья. Основные черты геологического строения. <i>К. О. Кратц и В. Н. Нумерова</i>	39
Глава четвертая. Стратиграфия	52
Архей. <i>Н. А. Вологовская</i>	52
Введение	52
Беломорский район	54
Карельский район	72
Заключение	75
Протерозой	77
Введение. <i>В. Н. Нумерова</i>	77
Нижний и средний протерозой	83
Западно-Карельская синклинозная зона. <i>К. О. Кратц</i>	83
Северный район. <i>К. О. Кратц</i>	87
Нижний протерозой	88
Участок оз. Сег-Озеро	89
Гимольский участок	95
Костомукшский участок	101
Хедозерско-Большозерский участок	106
Совдозерский участок	112
Маньгинский участок	113
Средний протерозой. <i>К. О. Кратц</i>	115
Сегозерский участок	118
Елмозерский участок	119
Чинозерско-Янгозерско-Селецкий участок	120
Лубосалмский участок	122
Юго-Западный район	123
Нижний протерозой	124
Участок озер Кивач, Ведлозеро, Шот-Озеро. <i>В. Н. Нумерова</i>	124
Средний протерозой	130
Суоярвский участок. <i>В. А. Соколов</i>	130
Юго-Восточный район	134
Нижний протерозой. <i>В. В. Яковлева, О. А. Рийконен</i>	135
Средний протерозой	138
Участок Северо-западного Прионежья. <i>В. В. Яковлева, М. А. Гилярова</i>	138
Кумсинский участок. <i>О. А. Рийконен</i>	152
Восточно-Карельская синклинозная зона	156
Нижний протерозой. <i>С. А. Дюков</i>	159
Выгозерский участок	160

	Стр.
Тунгудско-Шуэзерско-Пезозерский участок	167
Шомбозерский участок	173
Средний протерозой. <i>С. А. Дюков</i>	176
Тунгудско-Шуэзерско — Пезозерский участок	177
Выгозерский участок	180
Нижний и средний протерозой. <i>В. А. Перевозчикова.</i>	181
Участок Ветреного пояса.	181
Северо-Карельская синклинирная зона. <i>К. О. Кратц</i>	186
Западный район	187
Нижний и средний протерозой	187
Участок Куоляярви-Соваярви	187
Участок Панаярви-Оланга	195
Центральный район	202
Нижний и средний протерозой	202
Кукасозерский участок	202
Ириногорский участок	208
Юго-Восточный район	212
Восточно-Финляндская синклинирная зона	216
Ладожский район. <i>К. О. Кратц и Н. Ф. Демидов</i>	220
Нижний протерозой	222
Район оз. Малого Янис-Ярви. <i>К. О. Кратц, Н. Ф. Демидов и В. А. Соколов</i>	235
Нижний протерозой	235
Средний протерозой	241
Конгломераты хут. Партанен и юго-запада Ладожского района. <i>К. О. Кратц и Н. Ф. Демидов</i>	246
Участок Туломозеро-Коватарви. <i>В. А. Соколов</i>	249
Нижний протерозой	250
Средний протерозой	252
Верхний протерозой. <i>Л. П. Галдобина</i>	255
Заключение. <i>К. О. Кратц и В. Н. Нумерова</i>	260
Палеозой. <i>О. Н. Элькин</i>	267
Кембрийская система	268
Девонская система	269
Каменноугольная система	271
Кайнозой. <i>И. М. Покровская и В. В. Шарков</i>	273
Четвертичная система	273
<b>Глава пятая. Магматическая деятельность и метаморфизм</b>	<b>291</b>
Архей	291
Введение. <i>Н. А. Вологовская</i>	291
Ранние интрузии	293
Основные породы (ортоамфиболиты). <i>Н. А. Вологовская</i>	293
Беломорский район	294
Комплекс метагаббро (ортоамфиболиты), габбро-диоритов, гнейсо-диоритов и гранодиоритов. <i>Н. А. Вологовская</i>	298
Карельский район	298
Беломорский район	301
Гранитоиды. <i>Н. А. Вологовская</i>	302
Беломорский район	304
Карельский район	307
Поздние интрузии	311
Основные и ультраосновные породы. <i>Н. В. Янковская</i>	311
Беломорский район	311
Карельский район	324
Гранитоиды	326
Беломорский район. <i>Н. А. Вологовская и В. С. Смирнова</i>	327
Карельский район. <i>Н. А. Вологовская</i>	333
Метаморфизм. <i>К. А. Шуркин</i>	337
Беломорский район	337
Карельский район	344
Заключение. <i>Н. А. Вологовская</i>	346
Протерозой	348
Введение. <i>Н. А. Вологовская</i>	348

	Стр.
Нижний протерозой	356
Метагаббро, метагаббро-диабазы и ортоамфиболиты. <i>Н. А. Вологовская</i>	356
Центральная и Южная Карелия	357
Северная Карелия	362
Комплекс ультраосновных и подчиненных им основных пород. <i>Н. А. Вологовская</i>	367
Центральная и Южная Карелия	368
Восточная Карелия	377
Северная Карелия	379
Основные и подчиненные им ультраосновные породы олангского типа. <i>В. Н. Нумерова</i>	384
Кварцевые порфиры и кератофиры. <i>М. А. Гилярова и В. Н. Нумерова</i>	393
Гранитоиды	397
Западная и Центральная Карелия. <i>Н. А. Вологовская</i>	398
Участок озер Куйто — оз. Нюк	398
Участок озер Гимольского—Сукк-Озеро, Лубоярви, Чудзь-Озеро	401
Участок сс. Койкары-Костомукса, оз. Сям-Озеро	404
Участок северного и западного побережья оз. Сег-Озеро	404
Участок водораздела между оз. Сег-Озеро — Онежское озеро	411
Восточная Карелия. <i>Н. А. Вологовская</i>	418
Участок западного побережья оз. Топ-Озеро, озер Пан-Озеро — Шомб-Озеро — гора Пяя-Вара	418
Участок озер Тунгудское, Онд-Озеро, Выг-Озеро	422
Участок южного побережья оз. Выг-Озеро	428
Участок верхнего течения р. Водла	429
Северная Карелия	430
Таваярвинский комплекс. <i>Н. А. Вологовская, В. И. Шмыгалева</i>	431
Участок озер Куола-Ярви, Пюхя-Ярви, Ала-Нято-Ярви. <i>Н. А. Вологовская</i>	434
Участок озер Пана-Ярви — Кукас-Озеро. <i>Н. А. Вологовская</i>	437
Участок озер Нот-Озеро — Тикше-Озеро. <i>Н. А. Вологовская</i>	440
Участок озер Топ-Озеро-Кереть. <i>Н. А. Вологовская</i>	441
Поздние гранофировые граниты и связанные с ними гранодиориты. <i>Н. А. Вологовская, В. И. Шмыгалева</i>	444
Юго-Западная Карелия. <i>Н. А. Вологовская</i>	452
Западное Беломорье. <i>Н. А. Вологовская</i>	455
Постладожские интрузии. <i>Н. А. Вологовская</i>	460
Интрузии I постладожской группы	460
Основные и средние породы	460
Гранитоиды	469
Центральная и западная части северного Приладожья	470
Интрузии II постладожской группы	476
Магматический комплекс Пут-сари	476
Пегматоидные граниты и пегматиты	481
Средний протерозой	484
Ранняя группа интрузий. <i>В. Н. Нумерова</i>	484
Юго-Восточная и Центральная Карелия. <i>М. А. Гилярова, В. Н. Нумерова</i>	485
Юго-Западная Карелия. <i>В. Н. Нумерова</i>	491
Северная Карелия. <i>В. Н. Нумерова</i>	492
Поздняя группа интрузий	495
Северо-Западное Прионежье. <i>М. А. Гилярова</i>	495
Возвышенность Ветреного пояса. <i>В. А. Перевозчикова</i>	499
Верхний протерозой	500
Граниты рапакиви. <i>В. Н. Нумерова</i>	500
Комплекс диабазов и габбро-диабазов	506
Южная Карелия. <i>К. О. Кратц</i>	508
Северная и Центральная Карелия. <i>Н. А. Вологовская</i>	515
Метаморфизм. <i>К. О. Кратц</i>	518
Заключение. <i>Н. А. Вологовская</i>	525
Протерозой (?), нижний палеозой (?)	528

	Елетьозерский массив. <i>А. И. Богачев</i>	529
Палеозой		539
Введение. <i>Н. А. Вологовская</i>		539
	Массив Вуори-Ярви. <i>Н. А. Вологовская, В. В. Фиженко</i>	539
	Колвикский массив. <i>Н. А. Вологовская</i>	547
	Саламлатвинский массив. <i>Б. И. Серба</i>	549
Кайнозой		551
	Дациты. <i>Н. А. Вологовская</i>	551
<b>Глава шестая. Тектоника</b>		553
Введение. <i>К. О. Кратц</i>		553
Беломорский район. <i>К. А. Шуркин</i>		556
Карельский район. <i>К. О. Кратц</i>		570
	Восточно-Финляндская синклиновая зона	573
	Западно-Карельская синклиновая зона	587
	Восточно-Карельская синклиновая зона	607
	Северо-Карельская синклиновая зона	617
	Антиклинорные зоны	627
	Район южной окраины Балтийского щита. <i>О. Н. Элькин</i>	630
<b>Глава седьмая. Геоморфология. Г. С. Бискэ</b>		631
<b>Глава восьмая. История геологического развития</b>		647
Архей. <i>К. О. Кратц</i>		647
Протерозой. <i>К. О. Кратц</i>		649
	Нижний протерозой	649
	Средний протерозой	660
	Верхний протерозой	661
	Палеозой. <i>О. Н. Элькин</i>	662
	Кайнозой. <i>Н. И. Апухтин</i>	663
<b>Глава девятая. Характеристика магнитного поля и его геологическая интерпретация. А. И. Кацков, Г. А. Порогова</b>		668
<b>От редакции. Сопоставление стратиграфических схем Карельской АССР (XXXVII том) и Мурманской области (XXVII том)</b>		683
<b>Литература</b>		692
<b>Указатель географических названий</b>		720
<b>Предметный указатель</b>		730
<b>Приложения (вклейки).</b>		

КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ  
ГЕОЛОГИЯ СССР. КАРЕЛЬСКАЯ АССР. ТОМ XXXVII

Редактор издательства *М. Д. Мозолев*

Техн. редактор *О. А. Гурова*

Корректор *В. А. Вооринская*

Сдано в набор 18/II 1960 г.

Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>.

Тираж 1500.

T-03693

Печ. л. 63,4+1,37 вкл.

Зак. № 50

Введено в печать 13/IV 1960 г.

Изд. № 63. Уч.-изд. л. 62,3.

Цена 49 р. 7 к.

Картофабрика Госгеолтехиздата

## ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
104	16, 17 сверху	. . . месторождения, в котором . . .	. . . месторождения слагает восточное крыло синклинали, в котором . . .
248	8 сверху	распределения	распространенной
273	Табл. 13, графа 4. 2 снизу	Чернышевский	Чернышинский
297	Табл. 14, правая графа, 1 сверху	34, 44	37, 44
333	18 сверху	Кандалакшского	Калгалакшского
383	Табл. 25	Анализ 2 следует отнести к серпентинитам	
444	8 сверху	оз. Топ-озеро	оз. Пя-озеро
455	15 снизу	офеновому	сфеновому
551	4 сверху	постархейские	постпротерозойские
617	3, 4 сверху	оз. Голец, Челмак	горы Голец, Челмак





8

