



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ
СССР



*Главный редактор
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1970

<http://jurassic.ru/>

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XXVI

ОСТРОВА
СОВЕТСКОЙ
АРКТИКИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редакторы: *Б. В. Ткаченко, Б. Х. Егиазаров*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1970

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»**

АССОВСКИЙ А. Н.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
БОГДАНОВ А. А.
БОРУКАЕВ Р. А.
БОРОВИКОВ Л. И.
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.
ГОРБУНОВ Г. И.
(зам. главного редактора)
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ЕСЕНОВ Ш. Е.
ЗУБАРЕВ Б. М.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
МАГАКЬЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.

МЕННЕР В. В.
МИРЛИН Г. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)
ПОПОВ В. С.
РОГОВСКАЯ Н. В.
РОЖКОВ И. С.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВИЧ В. В.
СИДОРЕНКО А. В.
(главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
ТРОФИМУК А. А.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕГЛОВ А. Д.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XXVI ТОМА

АТЛАСОВ И. П.
ВАКАР В. А.
ГРАМБЕРГ И. С.
ДЕМЕНИЦКАЯ Р. М.
ДЕМОКИДОВ К. К.
ЕГИАЗАРОВ Б. Х.
ЗАГОРСКАЯ Н. Г.
ЛАЗУРКИН В. М.
ЛАПИНА Н. Н.

ЛОБАНОВ М. Ф.
МАРКОВ Ф. Г.
РАБКИН М. И.
РАВИЧ М. Г.
РОМАНОВИЧ Б. С.
ТКАЧЕНКО Б. В.
УРВАНЦЕВ Н. Н.
ШВЕДОВ Н. А.
ШЕМЯКИНА И. Н.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



Геология СССР. Том XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание. М., «Недра», 1970, 548 стр.

Работа содержит описание геологического строения островов Советской Арктики. Приведены новые данные по геологии, тектонике и геоморфологии островов и Полярного бассейна. Изложены основные результаты исследования геологии дна Северного Ледовитого океана. В заключительной главе рассматриваются основные этапы истории геологического развития островов Советской Арктики. Работа рассчитана на широкий круг геологов.

Таблиц 11, иллюстраций 70, библиография — 450 названий.

К работе приложены цветные геологические карты островов Советской Арктики.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем томе дано описание геологического строения островов Советской Арктики, в основу которого прежде всего положены материалы, собранные большим коллективом геологов Института геологии Арктики. В связи с тем, что за последнее десятилетие были проведены значительные исследования по геологии дна Северного Ледовитого океана и арктических морей, в данном томе также изложены основные результаты и этих исследований.

Поскольку рассматриваемая территория характеризуется гетерогенным строением и представляет собой сочленения геоструктур Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли, геологическое описание приводится не по стратиграфическому, а по региональному принципу. Кроме отдельных очерков, посвященных крупнейшим архипелагам — Новой Земле, Земле Франца-Иосифа, Северной Земле и Новосибирским островам и группам островов Карского моря, Таймырского мелководья и моря Лаптевых, даны также сводные главы, характеризующие основные черты геологического строения и геоморфологии островов и морского дна. В одной из заключительных глав рассматриваются основные этапы истории геологического развития рассматриваемого региона.

К настоящему тому приложены геологические карты некоторых островов, а также сводная геологическая карта масштаба 1 : 5 000 000. На последней, кроме островов, показано также Арктическое побережье, что позволяет более наглядно представить общую картину геологического строения материковой и островной частей Арктики.

При составлении карт использованы материалы, собранные геологами НИИГА, а также Северо-Западного, Ухтинского, Уральского, Красноярского, Якутского и Северо-Восточного территориальных управлений и институтов Академии наук — Геологического, Геологии и геофизики и Северо-Восточного комплексного института Сибирского отделения АН СССР.

Содержащееся в настоящем томе описание огромной территории Арктики дает достаточно полное представление о ее строении и основных этапах истории геологического развития. Естественно, что при рассмотрении такой огромной области возможны противоречивые точки зрения по тем или иным вопросам.

**ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ОСТРОВОВ СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ**

В истории геологического изучения островов Советской Арктики, так же как в истории исследований всего Севера СССР, намечается ряд этапов. Наиболее продолжительным из них является период геологических исследований арктических островов в дореволюционное время. В этот период исследования носили преимущественно геолого-географический характер и проводились спорадически. Изучались главным образом прибрежные, сравнительно доступные участки островов и выявлялись лишь разрозненные фрагменты их геологического строения. Этот этап можно рассматривать как период накопления более или менее случайного фактического материала, который в той или иной мере мог быть использован позднее, уже при систематических исследованиях геологического строения арктических островов.

История геологического изучения арктических островов в советское время может быть разделена на три этапа. Первый из них охватывает период 1918—1932 гг., от времени подписания В. И. Лениным декрета об освоении Северного морского пути (1918 г.) до организации Главсевморпути (конец 1932 г.).

В 1920 г. по инициативе В. И. Ленина при ВСНХ была создана Северная промысловая экспедиция (преобразованная в 1925 г. в Институт по изучению Севера, а затем в 1932 г. — в Арктический институт Главсевморпути). Наряду с геологическими исследованиями Кольского полуострова, Тимана, Полярного Урала и Пай-Хоя этой экспедицией проводилось изучение арктических островов, в первую очередь наиболее доступных — Вайгача и Новой Земли. Исследования этого времени охватили также Землю Франца-Иосифа, Северную Землю, Новосибирские острова, о. Врангеля.

Огромное значение для развития геологических исследований островов Советской Арктики имел сквозной рейс ледокольного парохода «Сибиряков» в 1932 г., доказавший возможность прохода за одну навигацию всей трассы Северного морского пути. Весьма благоприятную роль в изучении арктических островов также сыграло участие СССР в подготовке и осуществлении Второго международного полярного года.

Следующий этап — 1933—1940 гг. — ознаменовался организацией Главсевморпути. В систему Главсевморпути вошел и Арктический институт. Начиная с 1933 г. многочисленные геологосъемочно-поисковые экспедиции Арктического института и Горно-геологического управления Главсевморпути широким фронтом развернули свои работы как в северных областях Евразии, так и на арктических островах. Продолжался этот этап до Великой Отечественной войны. Во время войны (1941—1945 гг.) геологические исследования островов Советской Арктики были приостановлены.

Последний этап — послевоенный — продолжается до настоящего времени и характеризуется проведением в Советской Арктике, как и

по всему Советскому Союзу, планомерных комплексных геологосъемочно-поисковых работ. К настоящему времени все арктические острова Советского Союза покрыты мелкомасштабной (частично среднемасштабной) геологической съемкой.

Новая Земля. Кем и когда была открыта Новая Земля, не установлено. Известно, что она посещалась русскими промышленниками еще в XV веке. В 1676 г. китолов Сноббегер доставил с Новой Земли полный корабль «блестящих камней», ошибочно принятых за серебро. Кое-какие указания геологического характера имеются в описаниях плаваний на Новую Землю Ф. Литке в 1823—1824 гг. (1928) и П. Пахтусова, возглавлявшего в 1832—1835 гг. две правительственные экспедиции.

Первое геологическое описание юго-западной части Новой Земли выполнено академиком К. Е. Бэрм (1838) и геологом А. Леманом, посетившими западный берег Южного острова и Маточкин Шар в 1837 г. в составе экспедиции А. Цивольки. Фауна, собранная А. Леманом, была обработана Ф. Н. Чернышевым и Н. Н. Яковлевым (1898). Последняя экспедиция А. Цивольки в 1838 г. на Новую Землю принесла лишь скудные сведения о геологическом строении о. Шельбаха и побережья залива Моллера. Из неизвестных источников были получены сведения о геологическом строении Новой Земли, собранные Г. Робером во время его путешествия по северу России в 1839 г.

А. Г. Шренк (Schrenk, 1848, 1854), путешествовавший в 1837 г. по северо-востоку Европейской России и внесший значительный вклад в познание геологии этого региона, уделил большое внимание вопросу о геологическом единстве Полярного Урала, Вайгача и Новой Земли.

В 1870 и 1871 гг. посетил район Маточкина Шара М. Хейглин (преимущественно южное его побережье) (Heuglin, 1874). Он дал первые определения возраста слагающих район пород, опирающиеся на палеонтологические данные. В 1872 г. Г. Гёффер (Höfer, 1874, 1875), находясь в составе экспедиции Вильчека, обследовал Баренцевы острова, Маточкин Шар и Костин Шар и обратил внимание на общность геологического строения Новой Земли и Урала; он описал также ледники Новой Земли.

Очень большой и разнообразный геологический материал по Новой Земле был собран экспедицией А. Э. Норденшельда (1880) во время плавания из Европы к устью р. Енисей в 1875 и 1876 гг. Коллекции этой экспедиции изучались О. Геером (Heer, 1878), А. Натгорстом (Nathorst, 1894), С. Тульбергом (Tullberg, 1881) и др.

С 1878 по 1883 г. берега Новой Земли почти ежегодно посещались голландскими экспедициями. Доставленный ими геологический материал обработан и систематизирован А. Вихманом. Им же составлен геологический очерк Новой Земли (Wichmann, 1886).

В 1895 г. Ф. Н. Чернышев (1895, 1896) и И. А. Морозевич (1895) обследовали западное побережье Южного острова и сделали пересечение от Малых Кармакул до залива Абросимова. Х. И. Пирсон (Reardon, 1899) и Г. В. Фильден в 1895 и 1897 гг. дважды посетили Новую Землю в районе Гусиной Земли и Костина Шара и обогнули Южный остров с запада. В обработке полевого материала, собранного ими, принимал участие Т. Бонней. В своей работе Г. Фильден и Т. Бонней уделили большое внимание ледниковой геологии (Feilden, Bonney, 1896).

В 1898 г. В. С. Брюс доставил из района Костина Шара фауну, обработанную позднее Г. В. Ли и Р. Г. Каррутерсом (Lee, 1909).

Б. М. Житков и С. А. Бутурлин (1901), участники зоологической экспедиции, посетили в 1900 г. западное побережье Северного острова, где провели геоморфологические наблюдения.

В 1901 г. Новую Землю посетила экспедиция С. О. Макарова на ледоколе «Ермак». Доставленная участником экспедиции геологом В. Н. Вебером (1908) петрографическая коллекция была обработана А. П. Герасимовым (1908), а фауна — Д. Н. Соколовым (1913). Современные образования изучались участником экспедиции И. В. Палибиним.

Почти ежегодно в течение пяти лет начиная с 1907 г. Новую Землю посещал В. А. Русанов (1945), участвовавший во французской экспедиции Океанографического общества Гасконского залива под начальством Ш. Бенара. В. А. Русанов совершил первое пересечение Северного острова, посетил районы Костина Шара и Гусиной Земли. В 1909 г. В. А. Русанов как участник экспедиции Ю. В. Крамера проводил маршрутные исследования Крестовой губы и западного побережья Северного острова. В 1910 г. В. А. Русанов (1945) уже в качестве начальника экспедиции на судне «Дмитрий Солунский» обошел вокруг всего Северного острова, а в 1911 г. на моторной шлюпке — вокруг Южного острова.

Одновременно в 1910 г. геологические исследования на восточном и западном побережье Северного острова проводил М. М. Кругловский. Тогда же по поручению Гидрографического управления Крестовую губу посетил Г. Я. Седов. Собранный им фауна была обработана Д. Н. Соколовым (1913). В 1911 и 1912 гг. геологические материалы из района губы Пропащей на Южном острове были доставлены Ф. В. Фойтом (Voit, 1913), Л. П. Ивановым (1913, 1914) и Н. И. Галушко (1912). Последний описал рудопроявления меди в районе Пропащей губы.

Во время вынужденной зимовки экспедиции Г. Я. Седова в 1912—1913 гг. геолог М. А. Павлов (1915) и географ В. Ю. Визе (1925) совершили пересечение Новой Земли по 74° параллели, в ходе которого были проведены небольшие геологические наблюдения.

Более систематический характер геологические исследования на Новой Земле приобрели в советское время. Большая работа, значительно расширившая представления о геологическом строении Новой Земли, была выполнена пятью экспедициями Института по изучению Севера в период с 1921 по 1927 г. В этих экспедициях принимали активное участие геологи Р. Л. Самойлович (1929), М. М. Ермолаев (1929), П. В. Виттенбург (1921), М. А. Лаврова (1932). Камеральную обработку собранного материала выполнили Д. В. Наливкин, В. И. Бодылевский, М. Э. Янишевский, Б. В. Милорадович. Кроме того, результатом всех этих работ явились многочисленные статьи М. Н. Назарова, К. М. Дерюгина, М. М. Юрьева, А. И. Толмачева и др.

Западное побережье Южного острова и восточное побережье Северного острова в 1921 и в 1923 гг. исследовал геолог Геологического комитета Б. К. Лихарев. Летом 1921 г. на западном побережье Северного и Южного островов геологические исследования проводила норвежская экспедиция под начальством О. Хольтедаля (Holtedahl, 1921, 1930). По материалам этой экспедиции четвертичная история Новой Земли описана О. Гренли Grönlie, 1924), изверженные породы — О. Баклундом (Backlund, 1930), осадочные породы — А. Чиссарц (Cissarz, 1927), фаунистические находки — Г. Зальфельдом и Г. Фребольдом (Salfeld, Frebald, 1924).

В 1925 г. Новую Землю посетила экспедиция Академии наук, в которой принимали участие М. А. Лаврова (1932), В. Ф. Земляков (Лав-

рова и Земляков, 1932), Ю. Д. Чирихин. Собранный ею палеонтологический материал обработали Д. В. Наливкин, М. В. Круглов, Е. В. Лермонтова, Б. М. Куплетский и др. В 1926 и в 1927 гг. геологические исследования на Новой Земле проводили сотрудники Плавучего морского научного института (Плавморнин) М. В. Кленова и С. В. Обручев (1930). В камеральной обработке материала участвовали В. В. Кудряшов, С. В. Семихатова, Б. Н. Аверьянов, О. С. Грачева.

В 1931 г. на Новой Земле началась планомерная геологическая съемка и до 1936 г. было заснято почти все западное и частично восточное побережье. В работе принимали участие Г. В. Горбачкий, Д. Г. Панов, Т. А. Брач, И. М. Суслов, В. В. Чернышев, М. М. Ермолаев, В. А. Куклин, Е. Н. Фрейберг, В. М. Лазуркин.

В этот же период здесь работала большая Комплексная Новоземельская экспедиция. В ее состав входили геологи Н. Н. Мутафи, Е. В. Трепетцов, В. Н. Кузнецов, Н. И. Ивонин, Б. Б. Чернышев, А. А. Петренко, И. Ф. Пустовалов, Б. А. Алферов, И. Л. Рыскуков. Собранный фауна изучалась Д. В. Наливкиным, Е. В. Лермонтовой, М. Э. Янишевским, О. И. Никифоровой, Б. К. Лихаревым, О. Л. Эйнором, И. И. Горским, А. И. Никифоровой, В. И. Бодылевским и др.

В 1947 г. на Новой Земле проводили физико-географические исследования участник экспедиции Арктического института Г. В. Горбачкий и И. В. Семенов.

С 1947 по 1955 г. Институтом геологии Арктики проводилось площадное и маршрутное геологическое картирование Новой Земли. В этих работах участвовали Б. С. Романович, Э. В. Апсит, Г. Г. Николаева, Н. А. Шведов, Г. Д. Беляев, Ю. С. Бушканец, К. К. Демочкидов, В. И. Бондарев, С. В. Черкесова, В. К. Разин, Н. П. Голованов, В. И. Ушаков, Г. А. Ермолаев, Г. А. Зуев, В. В. Швыряева, Ю. Д. Гушин, Ю. Т. Швыряев, О. П. Дундо, И. Б. Князева, П. И. Шемякин, В. Н. Смирнов, В. Н. Войцеховский, Р. В. Дитмар, Ф. И. Иванов, В. А. Токарев, Г. Б. Митич, Ф. К. Гуков, А. В. Лоскутов, А. И. Куварзин, С. П. Стоянов и А. П. Туринге, Б. Б. Мариенгоф и А. Г. Мюллербек.

В 1954 г. Б. С. Романович осуществил ревизионно-поисковые маршруты по юго-западному побережью Новой Земли и посетил о. Алабастровый, обнаружив там значительное месторождение гипса.

Гляциологические наблюдения на Новой Земле проводились Н. В. Давидовичем и З. И. Каневским в 1955—1956 гг. в районе Русской Гавани. Значительный объем гляциологических исследований на Новой Земле был произведен в 1957—1959 гг. в связи с работами Международного геофизического года (Коломыц, 1959, 1960, 1963; Корякин, 1962, Сватков, 1961, 1962).

Ряд обобщений по стратиграфии, магматизму, тектонике и полезным ископаемым Новой Земли были опубликованы К. К. Демочкидовым в 1953, 1957 и 1958 гг., Б. С. Романовичем — в 1957, 1958, 1959 гг., Б. К. Лихаревым — в 1958 г. (пермские отложения), В. И. Бондаревым — в 1959, 1963, 1964 гг., Н. Г. Загорской — в 1959 г. (четвертичные отложения), С. В. Черкесовой в 1958, 1960 гг. (силурийские и девонские отложения), В. Д. Дибнером — в 1962 г. (мезозойские отложения).

Вайгач. Первым европейцем, указавшим на существование о. Вайгач, был С. Барроу, пытавшийся в 1556 г. отыскать морской путь в устье р. Оби. В 1755 г. была совершена первая попытка гидрографического описания острова морскими офицерами Муравьевым и Павло-

вым. Это было полностью осуществлено в 1824 и 1826 гг. штурманами И. Ивановым и П. Пахтусовым.

При посещении в 1830 г. г. Обдорска А. Эрман собрал геологические сведения о Вайгаче, а в 1837 г. посетил остров А. Шренк. Данные А. Шренка были использованы А. Кайзерлингом при составлении в 1846 г. геологической карты.

Некоторые геологические сведения о Вайгаче в 1862 г. сообщил М. Мамонт-Зоринский. В 1871 г. геологические наблюдения в бухте Лямчинской на о. Вайгач производил М. Хейглин.

А. Е. Норденшельд (1880) дважды — в 1875 и в 1878—1879 гг. — посетил о. Вайгач. Собранная им фауна кораллов была изучена Г. Линдстремом и Ф. Б. Шмидтом, Ф. Н. Чернышевым и Н. Н. Яковлевым (1898).

В 1895 г. о. Вайгач обследовал англичанин Ф. Джексон, составивший первую геологическую карту острова. Г. Пирсон и Г. Фильден посетили Вайгач в 1897 г. и доставили образцы горных пород, впоследствии обработанные проф. Боннеем.

В 1905 г. на о. Вайгач проводили исследования Д. Д. Руднев и А. В. Журавский, а в 1910 г. — С. В. Карцелли.

В 1921 и 1922 гг., а также с 1929 по 1934 г. в геологических работах на Вайгаче активное участие принимал Н. А. Кулик (1932). В 1924 г. бухту Варнека посетил Р. Л. Самойлович (1929), возглавлявший экспедицию Института по изучению Севера, а в 1925 г. этот же район был обследован Т. Е. Ратмановым и А. И. Шекманом, участниками экспедиции Академии наук. В 1927—1928 гг. А. И. Шенкман изучал здесь свинцово-цинковое месторождение. В 1927—1934 гг. в геологических исследованиях Вайгача принимали участие П. В. Виттенбург, А. Н. Флеров, Н. Н. Сущинский, Н. Е. Ефремов. Собранную фауну обрабатывали Д. В. Наливкин, О. И. Никифорова, Б. В. Милорадович, Е. М. Глебовская.

В вайгачской экспедиции 1933 и 1934 гг. участвовали геологи Е. М. Колов, С. Г. Климов, А. В. Малаховский и А. И. Шафран. В 1934 г. Вайгач посетили сотрудники Академии наук СССР А. И. Толмачев, Е. П. Барбот-де-Марни и др.

С 1935 по 1942 г. мерзлотные и гидрогеологические исследования на рудниках о. Вайгач и Амдермы проводил В. М. Пономарев. В 1946 г. П. В. Виттенбург и Н. С. Быкадорова в тех же районах вели детальные геологопоисковые работы.

В 1950 г. Е. М. Квятковский проводил на Вайгаче геофизические исследования, а экспедиция НИИГА, возглавляемая Е. Я. Радиным, — геологоразведочные работы.

Большой геологический материал, полученный на Вайгаче в после-революционный период, послужил основанием для многих научных работ: в 1948 г. — Н. А. Гедройца, А. Н. Федорова (карта прогнозов нефтеносности); в 1950 г. — Н. И. Николаева (неотектоника), Б. В. Милорадовича (палеонтология), К. К. Демюкидова (рудные проявления); в 1953 г. — В. Н. Сакса (четвертичная геология); в 1957 г. — О. Л. Эй-нор (палеогеография), К. К. Демюкидова (геологическое строение), В. И. Бондарева и С. В. Черкесовой (стратиграфия); в 1958 г. — К. К. Демюкидова, А. М. Ивановой, О. И. Никифоровой (стратиграфия и палеонтология), Г. Л. Вазбуцкого (минералогия), Н. И. Обидина (гидрогеология), К. К. Демюкидова (магматизм) и др.; в 1959 г. — О. И. Никифоровой (стратиграфия); в 1960 г. — Л. В. Нехорошевой (палеонтология); в 1963 и 1964 гг. — В. И. Бондарева (тектоника); в 1967 г. — Б. С. Романовича (тектоника).

Остров Колгуев. В европейской литературе о. Колгуев упоминается уже во второй половине XVI века, хотя русскими промышленниками он посещался значительно раньше. Дата открытия острова осталась неизвестной.

Первую высадку на Колгуеве совершили в 1611 г. агент русско-английской торговой кампании Р. Финч и штурман В. Гурдон. Географические координаты острова впервые определили в 1819 г. начальник русской морской экспедиции Лазарев, а гидрографическое описание его берегов провел Ф. П. Литке (1828) во время третьего (1823 г.) и четвертого (1824 г.) плаваний.

В 1841 г. о. Колгуев посетил проф. А. С. Савельев, давший кроме описания берегов и внутреннюю физико-географическую характеристику острова.

К 1865 г. относится физико-географическое описание острова М. Заринским, а в 1888 г. аналогичные данные приводит Г. Г. Голицын.

Собственно геологические сведения принадлежат англичанам О. Тревор-Бетти, посетившему остров в 1894 г. и Г. Пирсону (Pearson, 1899) и Г. Фильдену, побывавшим на острове в 1895 г. Б. М. Житков и С. А. Бутурлин (1901) исследовали Колгуев в 1900 г., а в 1902 г. С. А. Бутурлин посетил остров вторично совместно с агрономом И. А. Шульгой и ботаником р. Полеем; собранную на острове коллекцию валунов обработал Ф. Н. Чернышев, а фауну — Н. М. Книпович.

А. Федосов по поручению агрослужбы Северной железной дороги произвел в 1921 г. на о. Колгуев геоморфологические наблюдения.

В 1925 г. общегеографические ботанические исследования выполнял здесь А. И. Толмачев, сотрудник Института по изучению Севера.

Географическое описание Колгуева в 1928 г. было выполнено И. Перфильевым, а в 1933 г. — И. М. Ивановым и И. А. Сопиным.

В 1932 г. остров посетил геолог А. М. Горев, а в 1934 г. участники экспедиции Московского государственного университета Н. П. Вербицкая и Н. А. Солнцев, а несколько позже, в 1938 г., Ю. Л. Рудовиц.

Геологическое описание острова дается в работах В. Н. Сакса (1947, 1953 гг.), Н. А. Гедройца (1949 г.), С. А. Стрелкова и Н. Г. Загорской (1959 г.) и др. В 1956 г. на острове провела геологические исследования Т. А. Матвеева. В 1963 г. о. Колгуев изучался сотрудниками ВСЕГЕИ под руководством И. И. Краснова.

Земля Франца-Иосифа. Эти острова были открыты австро-венгерской экспедицией под руководством Дж. Пайера и К. Вейпрехта. До этого существование архипелага к северу от Новой Земли предполагал Н. М. Кропоткин, основываясь на дрейфе льдов в Полярном бассейне. В 1874 г. Дж. Пайер совершил санный маршрут вдоль пролива Вильчека до о. Рудольфа и посетил острова Галля, Вильчека, Сальм, Кольдевея, Шенау, Земля Вильчека, Винер-Нейштадт, Кена, Бекера, Гогенлоэ, Райнер, Мак-Клинтока. Он отметил широкое развитие долеритов, кварцевых песков, песчаников и глинистых сланцев с отпечатками флоры (Pauger, 1875). Доставленные экспедицией образцы пород были описаны Чермаком.

В 1880 и 1881 гг. шотландец Ли-Смит дважды посетил Землю Франца-Иосифа. Участник экспедиции В. Грант вел на островах Мей, Эттеридж, Нордбрук, Белль и др. геологические наблюдения, опубликованные позднее Е. Маркгамом, М. Неймайером и А. Монтефиоре.

Английская экспедиция Ф. Джексона изучала архипелаг с 1894 по 1897 г. Кроме самого Ф. Джексона геологическими наблюдениями занимался и Р. Кеттлиц на Земле Александры, Земле Георга, на прилегающих островах и на островах, расположенных на восточной сто-

роне Британского канала. Первые геологические сведения об архипелаге в целом напечатаны в работах Монтефиоре, Е. Ньютона, Ю. Тилля. Часть материала была изучена Холмсом. В это же время Землю Франца-Иосифа обследовал Ф. Нансен, многочисленные коллекции которого были обработаны Ю. Помпецим и А. Натгорстом. Этими экспедициями было впервые изучено строение развитой на западе архипелага базальтовой толщи и подстилающих ее юрских, морских и более древних, континентальных отложений.

В 1898 г. архипелаг посетила американская экспедиция Уэльмана, геологический материал которой опубликован не был.

Геологические наблюдения врача М. Ковальи, участника итальянской экспедиции Абрुцко 1899 г., опубликованы в работах Пиолти, Коломбо и Специа.

Американские экспедиции Болдуина (1901) и Фиала (1903—1905 гг.) снаряжались с единственной целью — достичь Северного полюса. Собранный на Земле Франца-Иосифа Фиалом палеонтологический материал обработан Уитфильдом. В 1901 г. о. Гохштеттера обследовал В. В. Вебер (1908), участник третьей экспедиции адмирала С. О. Макарова на ледоколе «Ермак».

Геолог М. А. Павлов и географ В. Ю. Визе, входившие в состав Русской экспедиции Г. Я. Седова (1912—1914 гг.), произвели геолого-географические исследования на островах Гукера, Нордбрука, Ли-Смита, Королевского общества и Альджера.

С момента объявления Земли Франца-Иосифа частью территории СССР и создания на о. Гукера полярной станции наступил период особенно интенсивного исследования архипелага. Во время спасения команды дирижабля «Италия» Р. Л. Самойлович в 1928 г. произвел геологические наблюдения на Земле Георга, а в 1929—1930 гг. обследовал южную оконечность островов Гукера, Нансена и Рудольфа. В обработке собранного материала принимали участие также И. М. Иванов и В. И. Бодылевский.

Первая сводная работа по геологическому строению всего архипелага была опубликована Р. Л. Самойловичем в 1930 г.

В 1930 г. на островах Земли Георга, Нордбрук, Белль и других работала норвежская экспедиция Г. Хорна, а в 1930—1931 гг. геологические исследования на архипелаге производил И. М. Иванов, петрографические сборы которого были обработаны В. И. Влодавцом, а палеонтологические — В. Н. Огневим.

В 1931 г. через район Земли Франца-Иосифа пролетел дирижабль Международного научного общества «Аэроарктика». Участником этого полета Р. Л. Самойловичем были проведены аэровизуальные геоморфологические и гляциологические наблюдения.

В 1931—1932 гг. М. Н. Иванчуком производились геологические исследования на островах Хейса, Альджер. Земля Вильчека, а летом 1932 г. Н. П. Лупанова сделала петрографические сборы на о. Гукера.

В течение осени 1933 и весны 1934 гг. геологическую съемку архипелага провел геолог Арктического института Т. Н. Спижарский. Его петрографические сборы обработаны Б. И. Тест, палеонтологические — А. Н. Рябининым, а Л. П. Смирнов по материалам исследований Спижарского опубликовал статью об условиях нахождения нефти на архипелаге.

В 1936 г. шведско-норвежская экспедиция Х. Альмана обследовала Землю Георга и Землю Александры.

Обобщающий очерк по геологическому строению Земли Франца-Иосифа опубликовал в 1937 г. Т. Н. Спижарский.

В 1953 г. В. Д. Дибнер и В. К. Разин провели мелкомасштабную съемку Земли Франца-Иосифа, а геологические исследования архипелага, проводившиеся В. Д. Дибнером, Л. П. Пирожниковым и В. К. Разиным в 1956—1957 гг. еще более уточнили стратиграфию, магматизм, тектонику и перспективы угленосности и нефтеносности архипелага (Дибнер, 1957, 1958, 1959, 1963; Дибнер, Седова, 1959; Дибнер, Шульгина, 1960).

В 1960 г. на островах Солсбери, Нортбрук и частично других Л. Ю. Буданец и И. Н. Свешникова (сотрудники Ботанического института АН СССР) проводили палеоботанические исследования, а Л. П. Пирожников собрал фауну из верхнеюрских отложений о. Бергхауз (1958).

По материалам всех этих исследований в последние годы был опубликован ряд статей, очерков и сводок, посвященных Земле Франца-Иосифа: Г. Я. Крымгольцем, Н. Н. Бабковой, В. Н. Саксом (геология и стратиграфия), Л. П. Пирожниковым (минералогия), Н. И. Обидиным (подземные воды и вечная мерзлота), А. А. Кордиковым и В. К. Разиным (донные отложения), Б. К. Лихачевым (история исследований).

Остров Виктория. Остров Виктория был открыт норвежским капитаном Нильсеном в 1898 г. Первые геологические сведения о нем были доставлены Г. Хорном в 1930 г., а в 1932 г. на остров высадились экспедиция Государственного океанографического института под руководством Н. Н. Зубова. Геолог экспедиции М. В. Кленова вела здесь геоморфологические и гляциологические наблюдения.

В 1953 г. ледяной купол о. Виктория посетил В. Д. Дибнер. В том же году единственный свободный ото льда мыс Книповича был посещен экспедицией Главсевморпути (геолог Ласов). Собранный материал частично был передан в НИИГА (Дибнер, 1957).

В 1961 г. о. Виктория изучал географ Л. С. Говоруха, который, в частности, сообщил новые данные о террасах мыса Книповича.

Острова Карского моря. В 1875 г. А. Э. Норденшельд, возглавлявший шведскую экспедицию, провел кратковременные геологические наблюдения на о. Диксон (Кузькин). В 1900 г. Э. Толль изучил геологическое строение этого острова; петрографическую обработку собранной им коллекции выполнил О. О. Баклунд.

Из островов Центрального Карского плато ранее других (1878 г.) был открыт о. Уединения, обнаруженный капитаном норвежской зверобойной шхуны Э. Иогансеном. Острова Ямало-Гыданской отмели, впервые были посещены в научных целях А. Э. Норденшельдом (1881). Ф. Нансен, путешествуя на судне «Фрам», в 1893 г. открыл о. Свердруп и группу многочисленных островов, названную им архипелагом Норденшельда.

Зоолог экспедиции Э. Толля А. А. Бялыницкий-Бируля в 1901 г. произвел маршрутные наблюдения на островах Таймыр и Бэра.

В 1913—1915 гг. Л. М. Старокадомский доставил с островов Вилькицкого и Самуила геологические коллекции, впоследствии обработанные О. О. Баклундом и И. П. Толмачевым. Тогда же (1913 г.) был открыт о. Малый Таймыр.

Беглые геологические наблюдения на о. Уединения провел И. И. Тржемский, материалы которого были обработаны О. О. Баклундом (1916).

В конце двадцатых годов П. Я. Напалков произвел гидрографическое описание, а В. П. Кальянов в 1932 г. — геоморфологические наблюдения о. Белого, физико-географическая характеристика кото-

рого имеется также в опубликованных статьях и заметках 1932—1933 гг. С. Д. Лаппо и В. Д. Евладова.

Кратковременные геологические наблюдения на островах Диксон и Свердруп в 1932 г. и на островах Визе и Уединения в 1934 г. провел В. И. Влодавек. В 1934 г. на о. Коническом в архипелаге Норденшельда аналогичные работы выполнил В. С. Попов.

В 1933 г. В. Ю. Визе, возглавлявший экспедицию Арктического института, определил координаты острова Известий ЦИК, геологические исследования которого произвели Г. Д. Аллер и Г. Ф. Уль (1936). Тогда же были открыты острова Арктического Института и впервые проведены на них геологические наблюдения.

Острова Центрального Карского плато бегло обследовались также Я. Я. Гаккелем (1933), И. Ф. Герасимовым (1936), М. М. Ермолаевым (1938), И. А. Киреевым (1937).

Общее геологическое описание и история исследований островов Карского моря освещены в работах В. Н. Сакса и Т. Н. Спижарского, относящихся к 1947 г.

В 1952 г. В. Н. Соколов провел геологические исследования на о. Шокальского, Н. Н. Куликов на о. Оленьем, а в 1954 г. Г. А. Значко-Яворский — геологическую съемку на о. Белом. На островах Ямало-Гыданской отмели в эти годы работал С. И. Смирнов и др. (Соколов, 1957, 1959).

Группу островов Центрального Карского плато посещали после Великой Отечественной войны Е. С. Короткевич, А. С. Зеленко, К. П. Самсонов, В. В. Захаров, Т. С. Троицкая и Ю. Г. Киселев (Дибнер, 1957, 1959, Дибнер, Захаров, 1959).

На островах Таймырского мелководья, тяготеющих к побережью Харитона Лаптева и устью р. Пясины, проводил исследования в 1956—1960 гг. Ю. Е. Погребичкий (1965).

Северная Земля. В 1913—1915 гг. К. К. Неупокоевым, сотрудником Гидрографической экспедиции под начальством Б. А. Вилькицкого, было произведено первое описание юго-западной части берегов Северной Земли, открытой в 1913 г. Врачом экспедиции Л. М. Старокадомским велись некоторые геологические наблюдения, материалы которых обработаны О. О. Баклундом и И. П. Толмачевым (1914).

Геологические исследования, охватившие большую часть Северной Земли, были осуществлены только в 1930—1932 гг. Н. Н. Урванцевым (1932, 1933, 1935), научным руководителем экспедиции Всесоюзного арктического института, возглавляемой Г. А. Ушаковым. Н. Н. Урванцев закартировал острова и дал им названия: Большевик, Октябрьской Революции, Комсомолец и Пионер. Палеонтологические сборы экспедиции были обработаны Б. Б. Чернышевым (1937).

В 1931 г. Р. Л. Самойлович (1933), научный руководитель экспедиции доктора Эккенера на дирижабле «Граф Цеппелин», провел гляциологические и геоморфологические наблюдения во время полета над Северной Землей. По материалам аэрофотограмметрической съемки А. Борн в 1933 г. опубликовал статью о тектонике архипелага (Вогн, 1933).

В конце тридцатых годов на Северной Земле занимался гляциологическими исследованиями П. А. Шумский.

В 1948—1949 гг. Б. Х. Егиазаров и С. В. Воскресенский провели мелкомасштабную геологическую съемку о. Большевик. Остальная часть Северной Земли была закартирована в 1950—1951 гг. этими же исследователями с участием Н. Г. Загорской, В. Ф. Медведева и К. С. Агеева. Сотрудником АНИИ Е. С. Короткевичем в 1950 г. проводились гляциологические наблюдения. Исследования Н. Г. Загор-

ской 1950—1951 гг. дали ей возможность охарактеризовать четвертичные отложения Северной Земли (1959) и современное оледенение архипелага (1957).

В 1954 г. Б. Х. Егизаров (1958, 1959) с участием К. С. Агеева провел тематические исследования по стратиграфии и тектонике среднего палеозоя, а также выяснению перспектив нефтеносности в северо-западной части архипелага.

Острова моря Лаптевых. В 1908 г. боцман Бегичев впервые высадился на острове, впоследствии названном его именем (о. Большой Бегичев), произвел глазомерную съемку острова и собрал там и на соседнем о. Преображения (Сизой) коллекцию горных пород, фауну из которых обработал Д. Н. Соколов (1908, 1910). Географическое положение обоих островов на карте впервые было показано в 1910 г. И. П. Толмачевым.

Начальник Нордвикской экспедиции Всесоюзного арктического института Т. М. Емельянцева (1939) в 1933 г. вел на о. Большой Бегичев геологические исследования. Собранная здесь мезозойская фауна была обработана В. И. Бодылевским. В 1935 г. Л. П. Смирнов производил геологопоисковые работы на нефть в Нордвикском районе, охватив и территорию о. Бегичева. В 1936 г. на островах Большой Бегичев и Преображения занимался геологическими исследованиями Ю. А. Колдажный.

В 1947 г. И. М. Мигаев подсчитал запасы углей о. Большой Бегичев. Геологическая съемка острова была произведена в 1951 г. М. С. Шлейфер, а в 1952 г. М. С. Михайловский занимался здесь литолого-петрографическими исследованиями.

В 1954 г. М. К. Калинин обобщил результаты нефтяных разведочных работ по Нордвик-Хатангскому району, в том числе и по островам Бегичева и Преображения. Тематические исследования (литологические) по этому району в 1959 г. выполнены З. З. Ронкиной и др. (В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, Н. И. Шульгина и др., 1963). Остров Малый Бегичев геологами не посещался.

Новосибирские острова. Открытие Новосибирского архипелага почти полностью принадлежит промышленникам. В 1711 г. М. Вагиным был обнаружен о. Большой Ляховский, а в 1712 г. И. Ляхов достиг о. Котельного. Острова Столбовой и Фаддеевский были открыты только в 1805 г., а о. Бельковский в 1808 г.

В 1809 и 1810 гг. М. М. Геденштром дважды побывал на о. Новая Сибирь, а его спутник Кожевин закартировал южный и восточный берега о. Фаддеевского, М. М. Геденштром (1823, 1838) доставил первые геологические материалы с посещенных им островов. В 1811—1812 гг. Санников, геодезист Пшеницын и Решетников дали описание островов Новая Сибирь, Фаддеевский и Котельный.

В 1820 г. изучение Новосибирских островов проводилось экспедицией под руководством Ф. Врангеля (1841) и П. Анжу. Последний обследовал острова Столбовой, Котельный, а также берега Фаддеевского и Новой Сибири. В 1822 г. он посетил оба Ляховские острова, а в 1823 г. — острова Васильевский, Семеновский, Бельковский и Котельный. Описание путешествия П. Анжу было опубликовано медиком экспедиции А. Фигуриним. Некоторые палеонтологические находки экспедиции обработаны и описаны Э. Эйхвальдом.

Более плодотворными были исследования Новосибирских островов экспедицией Академии наук под руководством А. Бунге в 1885 г. Совместно с участником экспедиции Э. Толлем, а затем самостоятельными отрядами оба ученых провели геологические исследования на островах Большой и Малый Ляховские, Фаддеевский, Новая Сибирь,

Котельный. Собранные отрядами остатки млекопитающих были обработаны И. Д. Черским, а флора И. Шмальгаузенем. В 1893 г. Э. Толль (1894, 1895, 1897, 1899) посетил вторично Новосибирские острова и собрал новый геологический материал.

В 1901 и 1902 гг. Э. Толль (Воллосович 1902, 1905) в качестве начальника Русской полярной экспедиции вновь посетил Новосибирские острова и провел на них большие геологические исследования. Из этой экспедиции Э. Толль не вернулся.

В это же время на островах Котельном, Фаддеевском, Новая Сибирь и Большом Ляховском побывал К. А. Воллосович (1902, 1905).

Специальная экспедиция под начальством К. А. Воллосовича (1914) в 1908 г. произвела раскопки мамонта на о. Большом Ляховском. Наиболее обстоятельные геолого-геоморфологические исследования на о. Большом Ляховском были проведены в 1928—1929 гг. М. М. Ермолаевым (1931, 1932, 1933, 1937).

В период 1945—1948 гг. были составлены сводки по геологии архипелага В. Н. Саксом и Т. Н. Спизарским (1947), В. Н. Степановым, М. М. Ермолаевым, И. П. Атласовым, Н. А. Гедройцем.

В 1952—1953 гг. сотрудник Академии наук СССР Н. Ф. Григорьев и Т. П. Кузнецов провели мерзлотно-геологические наблюдения на южном берегу о. Большого Ляховского.

С 1955 г. силами НИИГА началось планомерное картирование территории Новосибирских островов. Геологосъемочные работы проводили В. Н. Войцеховский, Ю. Н. Михалюк, Н. Н. Романовский, Г. А. Ермолаев, Д. А. Вольнов и Д. С. Сороков, А. В. Воронов, О. В. Черкесов, О. А. Иванов, Н. П. Семенов, Д. С. Яшин и В. Т. Казаченко. Полученный в процессе геологического картирования материал освещен в работах А. С. Вакуленко, О. Л. Эйнора, И. П. Атласова, М. Ф. Лобанова, Л. В. Нехорошевой, О. И. Никифоровой, М. С. Жижиной, В. Д. Короткевич, К. П. Евсеева, Ю. Н. Попова, Б. С. Соколова и др., Д. С. Сорокова, О. А. Иванова, Д. С. Яшина и др. (1957—1960 г.).

В 1960 г. Г. Л. Рутинский и Р. К. Сисько собрали новый материал на о. Новая Сибирь в районе Деревянных гор и внутренней части острова. Доставленную флору определяли И. Н. Свешникова и Л. Ю. Буданец.

Острова Де-Лонга. Американская экспедиция на яхте «Жаннетта» под командой Де-Лонга в 1881 г., продвигаясь к югу, обнаружила о. Беннетта. Экспедиция впервые усмотрела также острова Жаннетты и Генриетты, из которых последний тогда же был посещен Мельвилем.

В 1902 г. геологическое строение о. Беннетта изучал Э. В. Толль. Собранный им фауна была впоследствии обработана Г. Холмсом, А. Вестерхардом и Г. Троедссоном. Изверженные породы были изучены О. Баклундом (1914, 1915) и Б. М. Куплетским (1930).

В 1913—1914 гг. острова Беннетта посетила экспедиция Б. А. Вилькицкого, доставившая с острова остатки геологических коллекций погибшего в 1902 г. Э. В. Толля. Экспедицией были открыты острова Жохова и Вилькицкого, описанные Л. Старокадомским (1915); образцы горных пород, доставленных с острова Вилькицкого, обработаны О. Баклундом и И. П. Толмачевым.

Участники Третьей высокоширотной экспедиции 1937 г. М. М. Ермолаев (1947) и П. А. Шумский (1939) провели более тщательное изучение геологического строения островов Де-Лонга, из которых острова Генриетты и Жаннетты исследовались впервые.

За период 1945—1960 гг. подвергался всестороннему изучению о. Беннетта. П. А. Шумским дано описание современного оледенения

острова, а И. П. Атласовым — сводка геологического строения: Д. С. Соколов и Д. А. Вольнов произвели там геологическую съемку; К. К. Демочкидов, В. И. Бондарев, М. С. Жижина, В. Д. Короткевич и В. С. Соколов и другие осветили его стратиграфию.

Острова Медвежьи. В 1762—1764 гг. экспедиция сержанта Андреева впервые посетила Медвежьи острова. Впоследствии они были описаны в дневниках геодезистов Леонтьева, Пушкарева и Лысова, в 1769—1771 гг. выехавших на топографическую съемку открытой Андреевым «Земли Врангеля».

Первое геологическое описание островов произведено Ф. Врангелем в 1821 г. В начале 1823 г. спутник Ф. Врангеля по третьей его экспедиции Козьмин также посетил Медвежьи острова. Описаны они Кибером, К. Литке, А. Карниловичем и др. Следующее посещение островов Медвежьих было совершено только в 1870 г. К. Нейманом — астрономом экспедиции Г. Майделя.

Геологом гидрографической экспедиции Вилькицкого И. П. Кириченко (1914) летом 1912 г. был обследован остров Четырехстолбовой. Он описал рельеф острова с его кекурами и дал петрографическую характеристику гранита, слагающего почти весь остров, а также вмещающих осадочных и контактовоизмененных пород.

В 1937 г. М. Л. Молдавский (1938) провел на о. Четырехстолбовом геологопоисковые работы, установил общность геологического строения Медвежьих островов и Чукотского побережья и выявил оловоносность россыпей о. Четырехстолбового.

Острова Врангеля и Геральд. В 1849 г. капитан Г. Келлет открыл о. Геральд и с его вершины увидел горы нового острова, названного впоследствии — в 1867 г. — капитаном Томасом Лонгом Землей Врангеля. В 1881 г. на о. Врангеля впервые высадились участники американской экспедиции, среди которых был геолог Д. Мюир, давший геологическое описание острова. Более подробные сведения о Земле Врангеля имеются в описаниях Берри и Джильдера, посетивших остров в том же году.

В 1911 г. геологические наблюдения на острове провели И. П. Кириченко и доктор Э. Арнгольд, участники гидрографической экспедиции на «Вайгаче». Собранная И. П. Кириченко геологическая коллекция была в 1912 г. обработана И. П. Толмачевым (1912).

Начальник первой советской колонии на о. Врангеля в 1926—1929 гг. Г. А. Ушаков собрал коллекцию горных пород, фауна из которой впоследствии была обработана П. В. Витенбургом (1930). Прибывший в 1929 г. на остров геоморфолог В. П. Кальянов (1946) провел здесь геолого-геоморфологические наблюдения. В 1932 г. эти данные были пополнены материалами С. В. Обручева (1933) и геодезиста К. В. Салищева, собранными ими во время работ Чукотской летней экспедиции. Геолог И. Д. Бокитько в 1934 г. обследовал юго-восточную часть о. Геральд. В 1936 г. В. И. Рыцк обобщил имеющийся геологический материал по о. Врангеля (1936).

В 1935—1937 гг. на о. Врангеля была проведена Л. В. Громовым геологическая съемка, а в 1938 г. остров посетили Р. Ф. Геккер, К. К. Марков и С. П. Качурин, уточнившие его стратиграфию и геоморфологию. В 1939—1940 гг. на о. Врангеля Л. В. Громов и М. Т. Кирюшина вели геологопоисковые работы. Тогда же геологические наблюдения на острове провели К. К. Марков и С. В. Обручев.

В 1947—1948 гг. на островах Врангеля и Геральд вела геолого-геоморфологические наблюдения З. И. Яшина (1959), а в 1950—1953 гг. В. М. Басов, А. А. Горбунов и другие произвели геологическую съемку о. Врангеля.

Полученные в послереволюционные годы на островах Врангеля и Геральд геологические материалы послужили основой для многочисленных опубликованных работ по геологическому строению (Лобанов, 1957, Степанов, 1948), полезным ископаемым (В. Н. Сакс), стратиграфии (Б. К. Лихарев, Ю. Н. Попов, О. Л. Эйно́р, А. П. Ротай) и др.

К позднейшим работам относятся исследования о. Врангеля, произведенные С. М. Тильманом (1964), уделившим особое внимание его тектонике.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДНА АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Методика комплексных исследований площадей земной коры, покрытых водами морей и океанов, до сих пор еще полностью не разработана. Но отдельные стороны этой проблемы начали изучаться еще в прошлом веке. Раньше других были получены материалы, характеризующие состав и строение современных и верхнечетвертичных осадков морского дна, и промеры глубин, которые постепенно, с накоплением достаточного количества данных, позволили охарактеризовать рельеф морского дна, а позднее сделать геоморфологические построения. Еще позже появились материалы, позволяющие в какой-то мере судить о глубинном строении земной коры, магматизме и тектонике для регионов, покрытых морскими водами.

Некоторые сведения о характере донных отложений арктических морей были получены еще в 1821—1824 гг. Ф. Литке, позднее — в 1878—1880 гг. — А. Э. Норденшельдом, а затем в 1893—1896 гг. Ф. Нансеном и др. Первая геоморфологическая схема для морей Европейской части СССР была создана в 1938 г. В. П. Зенковичем. К этому же времени относится первая попытка, осуществленная М. М. Ермолаевым, выявить основные особенности коренной геологии шельфовых морей Советской Арктики. Лишь в самые последние годы начали решаться проблемы стратиграфии, магматизма, тектоники и палеогеографии для обширных акваторий Северного Ледовитого океана. Поэтому в истории геологического изучения дна арктических морей первое место по объему исследований принадлежит донным осадкам, значительно меньше сведений собрано по геоморфологии, коренной геологии и тектонике морского дна в Советской Арктике.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ОСАДКОВ ШЕЛЬФОВЫХ МОРЕЙ СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ И АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Первые сведения о донных отложениях Северного Ледовитого океана известны из материалов русских и зарубежных гидрографических экспедиций. Так, в 1821—1824 гг. были получены некоторые данные о характере донных осадков Баренцева моря во время плавания к берегам Новой Земли экспедиций Ф. Литке.

Об отложениях на дне других полярных морей сведения были получены шведской экспедицией А. Э. Норденшельда на судне «Вега» в 1878—1880 гг., голландской экспедицией на судне «Варна» в 1882—1883 гг. и норвежской экспедицией Ф. Нансена на судне «Фрам» в 1893—1896 гг.

Сборы донных грунтов производились попутно с другими работами, не систематически, а пробы изучались визуально, что позволило получить только самые общие представления об отложениях дна арктических морей.

В этот период только Северная научно-промысловая экспедиция под руководством Н. М. Книповича в 1898—1906 гг. занималась специальным изучением донных отложений Баренцева моря. В результате работ этой экспедиции была составлена подробная карта глубин Баренцева моря с характеристикой донных грунтов и выявлены основные элементы его гидродинамического режима.

Серьезное изучение донных осадков арктических морей началось только после Великой Октябрьской социалистической революции.

В 1921 г. по предложению В. И. Ленина был образован Плавучий морской институт (Плавморни). В экспедициях этого института, а позже в созданных на его базе Государственном океанографическом институте и Всесоюзном научно-исследовательском институте рыбного хозяйства и океанографии, а также в Полярном институте рыбного хозяйства и океанографии важное место занимало изучение осадков морей Западного сектора Советской Арктики. Исследования велись на судах «Малыгин», «Персей» и «Книпович» в Белом, Баренцевом и Карском морях. Эти исследования отличались от предшествующих всесторонним комплексным изучением донных отложений. Результаты исследований были опубликованы в ряде работ Я. В. Самойлова (1917—1929 гг.), Т. И. Горшковой (с 1924 г.), М. В. Кленовой (с 1926 г.), В. П. Зенковича (с 1936 г.) и др. и явились ценным вкладом в науку о геологическом строении морского дна.

С 1932 г. исследования донных отложений морей Арктического бассейна становятся более планомерными и ведутся не только в пределах шельфа, но и в глубоководной части Арктического бассейна. Особенно ценные материалы по характеристике донных отложений и рельефа дна Северного Ледовитого океана были получены комплексными экспедициями на судах «Сибиряков» (1932, 1939 гг.), «Литке» (1937 г.), «Малыгин» (1935 г.) во время дрейфа ледокольного парохода «Георгий Седов» (1937—1940 гг.) и на дрейфующей станции «Северный Полюс-1» (1937—1938 гг.).

Ценные материалы по грунтам глубоководной части Арктического бассейна были получены также советскими океанографическими экспедициями, работавшими на материковом склоне севернее Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и о. Врангеля. Результаты обработки этих материалов опубликованы в ряде работ. Из них особое внимание заслуживают работы Т. И. Горшковой, обобщившей материалы дрейфующей станции «Северный Полюс-1», М. В. Кленовой, исследовавшей грунтовые пробы, собранные во время дрейфа «Георгия Седова», Г. Ф. Уля, описавшего морфологию дна и донные отложения Карского моря, Л. М. Курбатова и М. М. Ермолаева, изучивших радиоактивные свойства осадков морей и железисто-марганцевых конкреций.

После перерыва, вызванного Великой Отечественной войной 1941—1945 гг., начинается новый период в изучении отложений арктических морей, характеризующийся небывалым размахом исследований благодаря применению новой техники, организации воздушных высокоширотных экспедиций и ледовых дрейфующих научно-исследовательских станций.

В 1945 г. в Карском море работала экспедиция на судах «Максим Горький» и «Осетр». В 1946 г. в Восточно-Сибирском и Чукотском морях проводила исследования Комплексная океанографическая восточная экспедиция под руководством И. В. Максимова на ледоколе «Северный Полюс». Морскими геологами этой экспедиции Н. А. Беловым и Т. И. Горшковой изучались донные отложения к северу от о. Врангеля и в районе Айонского ледяного массива.

В 1948 г. исследования морей Баренцева, Карского и Лаптевых проводила экспедиция на судне «Федор Литке», впервые применившая трехметровые грунтовые трубки. На том же корабле в 1955 г. Н. А. Беловым были проведены исследования грунтов к северу от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа. Тогда же была обнаружена и описана глубочайшая впадина Центральной Арктики глубиной 5449 м, названная впадиной Литке.

Кроме того, в послевоенное время изучение донных отложений почти всех арктических морей ежегодно производилось судами ледового патруля Арктического института и арктических обсерваторий.

Богатейшие материалы, собранные к началу пятидесятых годов, позволили создать обобщающие работы, давшие представление о распространении, составе и условиях образования донных отложений в отдельных морях Арктического бассейна.

В 1952 г. в НИИГА была подготовлена первая монография по осадкам арктических морей «Условия образования донных осадков в арктических морях СССР», составленная В. Н. Саксом. В работе освещена геологическая структура и рельеф дна арктических морей, динамика их берегов, а также всесторонне рассмотрены процессы осадкообразования и восстановлена геологическая история Полярного бассейна. В том же году А. А. Кордиковым была опубликована работа «Осадки моря Лаптевых», а в 1953 г.— «Осадки Карского моря». Основной целью этих работ было исследование гранулометрического и минерального состава донных осадков и их химизма.

Наряду с исследованиями окраинных морей с 1948 г. начали проводиться океанологические работы и в Центральной Арктике. В результате обработки материалов высокоширотных экспедиций в 1948—1950 гг. были получены данные о существовании в Центральной Арктике ряда глубоководных котловин, разделенных подводными хребтами. В 1954 г. были собраны дополнительные сведения о характере поверхности хребта Ломоносова. В 1955 г. экспедицией С-7 была изучена приатлантическая часть Северного Ледовитого океана: обследована котловина Нансена, материковые склоны, примыкающие к Шпицбергену, Земле Франца-Иосифа и Северной Земле, а также частично подводный хребет Ломоносова. Во время работы экспедиции С-8 в том же 1955 г. удалось обследовать притихоокеанскую часть бассейна: хребет Ломоносова, котловину Макарова, а также материковые склоны, примыкающие к Чукотскому и Восточно-Сибирскому морям. В результате этих работ был околонтурен хребет Менделеева.

Наиболее ценные сведения об отложениях дна Северного Ледовитого океана получены дрейфующими станциями. Помимо большого количества проб рыхлых осадков с океанического дна драгами были подняты образцы скальных пород.

В 1959 г. дрейфующей станцией СП-6 был охвачен исследованиями район котловины Нансена и островной склон Шпицбергена, во время которых собраны ценные коллекции проб донных грунтов. Большую работу по изучению донных отложений проделала станция СП-8, дрейфовавшая в восточном секторе Арктики в течение трех лет (1959—1960 гг.). Ею, в частности, был изучен выступ материковой отмели (аваншельф) Чукотского моря. Дрейфующая станция СП-9 в 1960—1961 гг. охватила исследованиями район котловины Толля и котловину Макарова. Интересную работу по изучению современных осадков проделали сотрудники станции СП-10. За три года работы этой станции (1961—1963 гг.) были получены важные сведения о мало изученных районах Арктического бассейна: о внешнем крае материковой отмели Восточно-Сибирского моря, о котловине Толля и по-

верхности хребта и части котловины Амундсена. В 1962 г. работами дрейфующей станции СП-11 была обследована часть аваншельфа Чукотского моря, а в 1963—1964 гг. станцией СП-12 изучены отроги восточных склонов хребта Менделеева. К 1964 г. в пределах центральной части Арктического бассейна было произведено более 10 тысяч промеров глубин и получено свыше 550 грунтовых проб.

С 1955 г. в печати стали появляться статьи, освещающие результаты всех перечисленных исследований в Центральной Арктике (Сакс, Белов, Лапина — 1955; Сакс, Белов, Лапина, Левин — 1957; Белов, Лапина — 1956, 1958; Лапина — 1959).

В 1962 г. была издана работа М. В. Кленовой «Осадки Арктического бассейна по материалам дрейфа ледокола «Георгий Седов», в которой изложены результаты механического, минералогического, палеонтологического и химического анализов грунтовых проб, взятых с глубин 2090—4975 м в Арктическом бассейне. Наиболее полной сводкой исследований осадков Арктического бассейна, проведенных советскими геологами, является работа Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной «Донные отложения Арктического бассейна» (1961). В 1962 г. опубликована работа Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной «Геологические исследования дна Северного Ледовитого океана за 25 лет».

Результаты проработанных за последние годы работ внесли важные изменения в представления о рельефе, геоморфологии дна и процессах осадкообразования. Они позволили восстановить геологическую историю Северного Ледовитого океана за последние 100 000 лет. На основании данных о рельефе дна было выделено пять главнейших морфологических областей Северного Ледовитого океана: котловины Нансена, Макарова, Бофорта и хребты Ломоносова и Менделеева, каждая из которых характеризуется специфическими особенностями осадкообразования. Существенно изменились представления об условиях накопления в донных отложениях основных химических компонентов, о скоростях осадкообразования, о мощности осадков и геологическом строении Арктического бассейна в результате исследований группы геологов НИИГА. Обобщение результатов исследований производилось, главным образом, в НИИГА группой геологов моря, возглавляемой Н. Н. Лапиной.

На основании этих материалов в 1959, 1961, 1963 гг. были опубликованы работы Н. Н. Куликова, в которых он излагает результаты изучения минерального состава современных донных отложений и высказывает соображения о процессах осадкообразования в Карском море. На материалах исследований донных отложений Восточно-Сибирского и Чукотского морей основаны работы Ю. П. Семенова (1962, 1964, 1965), рассматривающие вопросы классификации осадков современных морских бассейнов и особенности формирования донных отложений в изученных морях.

В 1965 г. была опубликована составленная В. Д. Дибнером, Я. Я. Гаккелем, В. М. Литвиным, В. Т. Мартыновым и Н. Д. Шургаевой первая геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана, на которой получили некоторое отражение и материалы по донным отложениям шельфовых морей и Арктического бассейна.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИИ И ГЕОМОРФОЛОГИИ МОРСКОГО ДНА

Реальные представления о геологическом строении дна арктических акваторий должны базироваться на массовых сборах образцов коренных пород, подстилающих толщу новейших осадков морей Со-

ветской Арктики. До последнего времени такими материалами геологи не располагали. Тем не менее советские геологи даже на сравнительно ограниченном материале производили довольно успешные попытки отображения геологического строения дна арктических морей. Как первый практический опыт такого рода можно рассматривать работу М. М. Ермолаева (1938), который с достаточной определенностью увязал геологическое строение Центральной Карской возвышенности с геологией островов Карского моря.

Одновременно начали появляться материалы геоморфологического характера и о других акваториях Советской Арктики.

Первую из геоморфологических схем составил В. П. Зенкович в 1938 г. В его работе о типах и генезисе рельефа дна морей Европейской части СССР была представлена геоморфологическая схема Баренцева моря.

Великая Отечественная война и трудности первых послевоенных лет почти на 10 лет приостановили геолого-геоморфологические исследования советских акваторий, но затем они возобновились с новой силой. В 1948—1949 гг. делаются попытки найти новые направления в изучении геологии и геоморфологии арктических акваторий.

В 1948 г. В. Н. Степанов высказывает соображения в пользу существования Земли Андреева и соединения в прошлом островов Врангеля и Геральд с материком. Тогда же им была рассмотрена геологическая история гипотетической Земли Санникова, а также Земли Бунге и Новосибирского архипелага (1948). В 1949 г. вышла работа Д. Г. Панова, посвященная проблемам геологии и геоморфологии полярных морей СССР.

Первые геоморфологические данные послевоенного времени отражены в работе Н. А. Белова (1950) о морфологии и происхождении рельефа дна Чукотского моря и восточной части Восточно-Сибирского моря.

В 1950—1951 гг. сотрудниками дрейфующей станции СП-2, возглавлявшейся М. М. Сомовым, была изучена часть материкового склона, примыкающая к Чукотскому морю. При этом было установлено, что Чукотский желоб полностью рассекает материковый склон и протягивается в котловину Бофорта, прослеживаясь до максимальных глубин в 3836 м.

Взаимосвязь глубинных геологических процессов, в частности тектоники и образования донных осадков, показана в работе В. Н. Сакса 1952 г. В 1955 г. В. Н. Сакс, Н. А. Белов и Н. Н. Лапина дали обзор современных представлений о геологии Центральной Арктики.

Работами станции СП-3 (начальник станции А. Ф. Трешников) был изучен рельеф хребта Ломоносова, при этом был обнаружен подводный хребет, являющийся его отрогом. Другие отроги хребта Ломоносова были выявлены позднее, во время дрейфа СП-5 в 1955—1956 гг. (начальник станции П. А. Гордиенко).

В 1958 г. В. Т. Мартынов составил первую геоморфологическую карту дна Карского моря. В том же году В. Н. Сакс высказал некоторые соображения о геологической истории Арктики и ее палеогеографии.

Во время продолжительного дрейфа станции СП-7 вдоль хребта Ломоносова в 1958—1959 гг. Н. А. Белов и К. П. Самсонов сравнительно детально обследовали его поверхность и установили наименьшую глубину над хребтом, равную 489 м. В течение этого же дрейфа был обнаружен еще один отрог хребта Ломоносова.

Станцией СП-6 в 1959 г. исследовано поднятие дна в котловине Нансена, где была отмечена глубина 728 м. В том же году проводи-

лось комплексное изучение рельефа, а также коренной и четвертичной геологии островов и проливов Земли Франца-Иосифа (В. Д. Дибнер, А. А. Кордилов, В. К. Разин).

В работе 1960 г. В. Н. Саксом рассмотрена история геологического развития Северного Ледовитого океана на протяжении мезозойской эры.

Г. Б. Удинцевым в эти годы были выделены схематично элементы геоморфологии для всего евразийского шельфа.

В 1961 г. был завершен ряд обобщающих геоморфологических работ: В. Т. Мартынов составил геоморфологическую карту Центрального сектора Советской Арктики, Н. Г. Загорской, В. Д. Дибнером и В. М. Литвиным была закончена такая же работа применительно ко всему Советскому арктическому шельфу, Я. Я. Гаккель выделил материковый склон как особую географическую зону Северного Ледовитого океана, в работе Н. Н. Куликова и В. Т. Мартынова был освещен один из важных вопросов геоморфологии — выделение древних береговых линий на дне Карского моря.

В последние годы наиболее полно геологические и геофизические материалы по арктическим акваториям нашли свое отражение на «Геоморфологической карте Северного Ледовитого океана» (главный редактор В. Д. Дибнер) и «Тектонической карте Арктики и Субарктики» (главный редактор И. П. Атласов), составленных коллективом геологов и геофизиков Института геологии Арктики в 1963—1964 гг.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТРОВОВ СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ

Естественным рубежом Арктики, которым эта область оконтуривается с юга, географы считают границу между тундрой и лесотундрой. Эта граница довольно точно совпадает с положением июльской изотермы $+10^{\circ}\text{C}$. Пределом Советской Арктики на западе служит государственная граница СССР, фиксируемая на материке по меридиану $32^{\circ}04'35''$ в. д. На востоке граница проходит по среднему меридиану Берингова пролива $168^{\circ}49'30''$ з. д. К территориальным владениям СССР в Северном Ледовитом океане относятся все острова, расположенные в секторе, образуемом указанными меридианами,— от о. Виктория (Баренцево море) на западе до островов Врангеля, Геральд и Ратманова (Берингов пролив) на востоке.

Все острова Советской Арктики, общая площадь которых исчисляется приблизительно в $200\,000\text{ км}^2$, располагаются на материковой отмели и в структурном отношении тесно связаны с Евразийским материком.

Арктический шельф, окружающий Арктический бассейн, со стороны океана ограничен материковым склоном, вдоль которого намечается ряд тектонических уступов. Последние местами вдаются в область шельфа, рассекая ее или резко сужая. Таким образом, весь арктический шельф разделяется на три неравные части, из которых в настоящем очерке рассматриваются две: Баренцево-Карская и Лаптево-Чукотская.

Баренцево-Карский шельф отличается значительной расчлененностью. Ложбины и желоба, его рассекающие, достигают глубин $400\text{—}500\text{ м}$ и больше. Максимальная ширина шельфа отмечена на меридиане устья р. Мезени и достигает 1700 км . С продвижением на восток шельф заметно сужается и у северо-восточных берегов Таймырского полуострова ширина его составляет уже 250 км .

Наибольшая расчлененность наблюдается у внешнего края шельфа, севернее Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Северной Земли.

Лаптево-Чукотский шельф весьма мелководен (100 и 50 м) и отличается крайней выровненностью поверхности, а также отлогостью материкового склона. Максимальная ширина этой материковой отмели наблюдается вблизи подводных хребтов и достигает $700\text{—}800\text{ км}$.

РЕЛЬЕФ МОРСКОГО ДНА И ОСТРОВНОЙ СУШИ

Баренцево море. Средние глубины баренцевоморского шельфа составляют около 300 м , а в наиболее глубоких желобах и впадинах достигают $400\text{—}500\text{ м}$. Основные черты устройства его поверхности обязаны своим происхождением проявлению в рельефе древних геологических структур. Так, четко прослеживается связь основных элементов рельефа дна южной части моря со структурным планом обрам-

ления Балтийского кристаллического щита и с простираем палеозойской складчатости на материке. Рельеф дна северной части Баренцева моря определяется погруженными под уровень вод структурами Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и северного острова Новой Земли. По-видимому, не связанными с береговыми структурами являются такие крупные элементы рельефа дна, как Центральная баренцевоморская возвышенность, возвышенность Персея, желоба Медвежийский, Нордкапский, Гусиный и Новоземельский, а также впадины — Центральная и Северо-Восточная.

Весьма вероятно, что мелкие формы рельефа дна имеют субаральное происхождение и связаны с геологической историей четвертичного времени. По-видимому, здесь можно предполагать наличие сложного комплекса форм морской и ледниковой аккумуляции, а также форм абразионного происхождения. Примером таких образований могут служить подводные равнины вблизи Кольского полуострова, лежащие на глубине более 300 м и, возможно, связанные с абразионными процессами времени бореальной трансгрессии. Погруженные береговые линии обнаружены в Баренцевом море на глубинах около 60—70 и 180—220 м и особенно четко выделяются на склонах подводных возвышенностей, обращенных на запад.

Естественным продолжением подводного рельефа баренцевоморского шельфа является рельеф суши островов Баренцева моря.

Крупнейшими из них являются острова Новой Земли, площадь которых составляет около 82 200 км². Новая Земля представляет собой архипелаг, состоящий из двух крупных островов, вдоль берегов которых располагаются мелкие острова типа шхер.

Два главных острова Новой Земли по существу являются единым горным хребтом, с высоко поднятой и глубоко расчлененной центральной частью. Южная и северная их оконечности представляют собой невысокие холмистые плато. Возвышенности в центральной части архипелага имеют альпийский облик. На севере южного острова горы достигают высоты 1342 м. Далее к северу, примерно до широты 75°, отметки вершин обычно колеблются в пределах от 850 до 1300 м, достигая 1590 м. Глубина долин, пересекающих горные массивы, достигает 800 м. Долины являются типичными трогами и переходят в глубокие фиорды, продолжение которых прослеживается на прилегающих участках морского дна. Течение рек бурное, аллювий представлен более всего русловыми фациями.

В центральной и южной частях Новой Земли большую площадь занимает поверхность эрозионно-денудационного плато, лежащего на высоте от 350 до 600 м над уровнем моря. Склоны плато, как и горные склоны, выходящие к побережью, террасированы уступами абразионных террас до высоты 300 м.

Северная оконечность Новой Земли по устройству рельефа сходна с южной, но не так сильно расчленена речными долинами.

Основным центром оледенения Новой Земли является ее северный остров. Южный остров почти совершенно свободен ото льда. Ледниковый покров занимает около 30% площади архипелага. Моделирующая роль ледников особенно сильно сказывается в облике рельефа высокогорной части. На юге и севере гораздо значительнее влияние агентов субаральной денудации и процессов морской абразии и аккумуляции.

Остров Вайгач площадью около 4000 км² отделяется от Новой Земли проливом Карские ворота. Для него характерны прямолинейные очертания обрывистых берегов, что, видимо, связано с их тектонической природой. Рельеф острова определяется чередованием узких

невысоких скалистых гряд с плоскими междугрядьями, заполненными цепочками мелких озер. Наибольшие высоты сосредоточены в северо-восточной части острова и не превышают 200 м над уровнем моря.

Рыхлые четвертичные отложения свидетельствуют о неоднократном затоплении острова морскими водами и о влиянии ледниковых процессов на формирование рельефа. Последнее особенно заметно в бассейне р. Сурьи, в центре острова и на северо-востоке его.

Остров Колгуев площадью около 2500 км² располагается к юго-западу от Новой Земли. Он целиком сложен рыхлыми глинистыми и песчаными отложениями, по-видимому, четвертичного возраста. По характеру рельефа это невысокая холмистая равнина. В сравнительно возвышенной средней части острова группируются холмы и сопки высотой немногим более 100 м, вытянутые в три параллельные гряды, ориентированные в северо-восточном направлении. В южной части острова лежит плоская болотистая низина со множеством озер, связанных между собой протоками. Подобная же низина, но меньших размеров располагается и на северной оконечности острова.

При таком характере рельефа обращает на себя внимание довольно густая врезанная речная сеть с бурно текущими речками. Это обстоятельство наводит на мысль о том, что остров находится в фазе довольно интенсивного поднятия, некоторым подтверждением чему может служить и обилие отмелей, баров и кос на обширном мелководье, окружающем остров.

На северной окраине Баренцева моря располагается архипелаг Земли Франца-Иосифа площадью около 16 000 км². По характеру рельефа это невысокое плато, ограниченное с запада желобом Франца-Виктория, а на востоке желобом Святой Анны. Это плато Баренцево-Карского шельфа является одним из наиболее раздробленных участков островной суши рассматриваемого региона.

Архипелаг состоит из более чем 150 островов, из которых 83 имеют площадь всего до 10 км². На крайнем западе лежит остров Виктория площадью 12 км². Только площади четырех островов превышают 1000 км². Это — Земля Георга, Земля Вильчека, Грэм-Белл и Земля Александры. В плане архипелаг имеет вид неправильных участков суши, разделенных проливами с прямолинейными очертаниями берегов. Амплитуда высот архипелага достигает 500—600 м. Часто возвышенные плато обрываются непосредственно к морю. Наибольшие отметки высот приурочены к ледниковым куполам и нунатакам внутри них.

Наиболее высоким островом в Центральной и Восточной группах является Винер-Нейштадт — 620 м. Высоты от 500 до 600 м отмечены на островах Земля Вильчека, Гукера, Мак-Клинтока, Грэм-Белл, Чамп и Галля. Низкие прибрежные равнины окаймляют архипелаг с запада и востока.

Узкие полосы морских террас, достигающих 150 м высоты над уровнем моря, свидетельствуют об интенсивном поднятии архипелага. По последним данным (Дибнер, 1963), оно проявилось на самом последнем этапе геологического существования архипелага, в позднем плейстоцене — голоцене.

Около 85% площади архипелага занято современным оледенением. Бронирующая роль льдов сказывается в почти полном отсутствии речных долин в пределах свободной ото льда суши.

Карское море. Для него характерны средние глубины около 200 м и значительное разнообразие рельефа дна, которое определяется чередованием обширных подводных равнин разного морфологического

облика и крупных желобов и впадин. Последние располагаются в северной и юго-западной частях моря.

Западнее Северной Земли лежит желоб Воронина длиной около 400 км, отличающийся сильной изрезанностью склонов и довольно расчлененной поверхностью дна. Глубины желоба варьируют от 250 до 450 м, заметно нарастая по простиранию его, с юга на север.

В северо-западной части моря, к востоку от Новой Земли, располагается желоб Святой Анны, достигающий длины более 600 км. Склоны его выражены довольно четко. Наиболее изрезан восточный склон, где, возможно, располагается ряд «устьевых» участков затопленных речных долин. Дно желоба довольно ровное. Глубины колеблются от 350 до 700 м, нарастая с юга на север, по простиранию, так же как и в желобе Воронина.

Вдоль восточных берегов Новой Земли протягивается Новоземельская впадина длиной около 850 км при ширине от 60 до 100 км. Форма впадины корытообразная, максимальные глубины в центральной части составляют от 300 до 435 м.

В крайней юго-западной части моря лежит Югорская впадина, значительно слабее выраженная в рельефе, с меньшими глубинами, не превышающими 240 м.

Между желобами Воронина и Святой Анны располагается обширная платообразная возвышенность, известная как Центральное Карское плато. Это равнина со средними глубинами около 30 м, но с многочисленными отмелями и банками, глубина которых колеблется от 8 до 20 м. Максимальные глубины плато составляют около 50 м. Равнина расчленена на отдельные блоки широкими понижениями, которые имеют характер радиально расходящихся из центра плато долин. Некоторые из них являются сквозными. Глубины в ложбинах колеблются от 100 до 180 м. В северной части Центральной Карской возвышенности, называемой мелководьем Садко, сохранились надводные останцы, какими являются интенсивно разрушающиеся остров Уединения, а также острова Визе и Ушакова. Последний целиком скрыт под ледниковым куполом, склоны которого обрываются непосредственно в море.

Помимо таких крупных положительных форм рельефа дна в Карском море широкое развитие имеют абразионные равнины вокруг мелких островных групп и у побережий более крупных островов. На устьевых участках речных долин и на примыкающих к ним участках шельфа развиты аккумулятивные аллювиально-морские равнины, слабо наклоненные в сторону моря.

Карское море изобилует мелкими островами. Так, в юго-западной части моря расположены острова Диксон, Сибирякова, Неупокоева, Вилькицкого и Белый, являющиеся (за исключением о. Диксон) останцами прибрежно-морской равнины Западно-Сибирской низменности. Что касается о. Диксон, то наряду со шхерами Минина и другими мелкими скалистыми островками он генетически связан с берегами Таймыра.

У берегов Таймырского полуострова располагается большое скопление скалистых островков — шхер, называемых островами Таймырского мелководья (архипелаг Норденшельда, шхеры Минина). Все эти островки являются надводными останцами сильно раздробленных геологических структур Таймыра. Наиболее крупным среди них является о. Русский на севере и о. Таймыр на юге. К северо-западу от островов Норденшельда лежит группа островов Сергея Кирова.

Помимо перечисленных островов в восточной части Карского моря известны мелкие острова Свердруп, Самойловича, Воронина и группы островов Известий ЦИК и Арктического Института.

Восточная граница Карского моря очерчена берегами архипелага Северной Земли, общая площадь которого составляет 36 770 км². Архипелаг состоит из четырех крупных островов: Комсомолец, Пионер, Октябрьской Революции и Большевик, окаймленных мелкими островами. Среди последних находятся острова Седова, Краснофлотские, Оленьи, Шмидта, Долгий, Арнгольд, Малый Таймыр и Старокадомского.

Южные и восточные окраины архипелага окаймлены платообразной возвышенностью с глубоко расчлененной поверхностью. Средняя высота этого плато изменяется от 400 до 700 м в направлении с юга на север. Внутренние части архипелага там, где они свободны от льдов, представляют собой плоскую денудационную равнину, высота которой изменяется от 120 до 200 с лишним метров над уровнем моря. К прибрежной части она сменяется пологонаклонной аккумулятивной морской равниной, слагаемой уступами морских террас. В пределах той и другой равнин встречаются останцы более высоких уровней в виде отдельных горных групп либо невысоких холмов.

Поверхность высокого плато, срезающая сильно дислоцированные породы протерозоя, ограничена резким уступом, особенно прямолинейным на востоке и юго-востоке о. Октябрьской Революции. Здесь высота уступа достигает 400 м и более. Во внутренних частях архипелага она снижается до 200 м и даже менее, но повсюду уступ выражен совершенно четко. Крутизна его склонов изменяется от 30 до 40—50°. По-видимому, уступ имеет тектоническое происхождение и подчеркнут деятельностью денудационных и абразионных процессов.

Поверхность плато является пьедесталом для большинства ледниковых щитов архипелага.

Нижняя денудационная равнина имеет наибольшую площадь развития внутри о. Октябрьской Революции. На других островах она прослеживается в виде узкой полосы у подножия высокого плато или в виде отдельных пятен, выступающих из-под ледникового покрова.

Пологонаклонная аккумулятивная прибрежно-морская равнина окаймляет почти все побережье архипелага широкими уступами пяти морских террас, из которых самая верхняя достигает высоты 80—100 м над уровнем моря.

Высокое плато рассекается глубокими трогами, продолжением которых служат фиорды, а две нижние равнины прорезаются речной сетью, очень густой, с глубиной вреза, измеряемой десятками метров.

Крупные ледниковые щиты занимают около 48% площади архипелага. Характерно, что на крайнем севере они лежат уже на поверхности прибрежно-морской равнины.

Море Лаптевых. Это весьма мелководное море, максимальные глубины которого не превышают 100 м. Средняя ширина материковой отмели здесь составляет 378 км, а наибольшая 730 км. Дно моря Лаптевых отличается исключительной выровненностью поверхности, которая нарушается лишь пологосклонными ложбинами подводных долин на продолжении долин рек Хатанги, Анабара, Оленека, Лены, Яны и Омолоя, прослеживающимися до материкового склона. На «междуречных» пространствах материковой отмели наблюдается ряд банок с наименьшими глубинами от 3 до 13 м. Крутизна материкового склона в общем также незначительна, но характер его различен для западной и восточной части моря. На западе наиболее круглая часть материкового склона прослеживается до глубины в 287 м в котловине

Толля, а на востоке крутизна его сохраняется на всем протяжении до глубин 2500—3000 м. Речные долины продолжают и здесь, рассекая материковый склон глубоководными желобами. Отдельные желоба в нижней части переходят в каньоны.

Несмотря на общую мелководность моря Лаптевых оно несравненно беднее островами, чем моря Баренцево и Карское.

На западной окраине его лежат острова Большой и Малый Бегичева, Преображения, Петра, Андрея, Фаддея, Комсомольской Правды.

Остров Большой Бегичев площадью около 800 км² представляет собой низкую песчано-глинистую равнину. Лишь в центральной части острова развиты невысокие холмы. Вблизи береговой линии развита сеть оврагов, обязанная своим происхождением растепляющему действию текучих вод. Здесь же наблюдаются значительные скопления байджерахов. Берега острова очень интенсивно разрушаются под влиянием процессов термоабразии.

Остров Малый Бегичев и остров Преображения площадью всего 150—200 км² каждый являются, по-видимому, абразионными останцами аналогичной песчано-глинистой равнины.

Остров Песчаный, в 80 км к востоку от о. Большого Бегичева, представляет собой намывное образование и слагается чистыми песками. Остальные, еще более мелкие острова также являются либо абразионными останцами аккумулятивной равнины, либо намывными образованиями. Восточную границу моря Лаптевых образуют берега Новосибирских островов, занимающих площадь около 36 000 км². В архипелаге различают три группы островов: острова Ляховские (Большой и Малый, Столбовой), острова Анжу (Бельковский, Котельный, Фаддеевский с Землей Бунге и Новая Сибирь), острова Делонга (Генриетта, Жаннетта, Беннетта, Вилькицкого и Жохова).

Новосибирские острова являются останцами обширной материковой суши, простирающейся в пределы современного моря Лаптевых. На общем равнинном фоне рельефа островной суши выделяются отдельные группы плосковерхих возвышенностей, максимальные высоты которых достигают 375 м над уровнем моря (гора Малакатын-Тас на о. Котельном). Обширные низменности слагаются рыхлыми глинистыми и песчано-глинистыми отложениями, содержащими мощные толщи ископаемых льдов и изобилующими костными остатками мамонтовой фауны.

Недавние и резкие нарушения рельефа некогда гораздо более обширной суши запечатлены во многих морфологических особенностях островов. Так, на восточном берегу о. Котельного наблюдается четко выраженный тектонический уступ, прослеживаемый на несколько десятков километров. Песчаная пустыня Земли Бунге имеет резкие прямоугольные очертания, которые трудно объяснить иначе чем результатом тектонической природы всего этого участка. На о. Новая Сибирь водораздел заметно срезан юго-западной береговой линией. На о. Жохова известна крупная сквозная долина, совершенно не соответствующая современным размерам острова.

Главнейшими факторами, формирующими современный облик рельефа острова, являются мерзлотные и термокарстовые процессы. Последние в особенности активны в связи с широким распространением ископаемых льдов.

С вытаяванием подземных льдов связано образование озер. На месте высыхающих и высохших озер остаются котловины, иногда очень крупные. Зачастую несколько котловин сливаются в одну, в результате обрушивания разделяющих их перемычек. Внутри этих кот-

ловин (аласов) формируются своеобразные отложения, называемые аласными и также содержащие ископаемые льды.

Помимо той изрезанной поверхности, которую образуют аласные равнины, значительную расчлененность рельефа создают овраги, особенно характерные для о. Новая Сибирь. Бурный рост коротких глубоких, густо ветвящихся оврагов связан с быстрым таянием мерзлых грунтов в овражных склонах.

Наконец, типичной чертой рельефа Новосибирских островов являются ледяные берега, классически описанные М. М. Ермолаевым (1932). Здесь же широко развиты мелкие формы рельефа, именуемые байджерахами.

Несмотря на густую речную сеть, разработанные речные долины характерны лишь для о. Котельного. На остальных островах, за небольшими исключениями, это лишь ветвистые овраги, «промоины» в мерзлых грунтах.

Мелкие ледниковые купола существуют на островах Де-Лонга, где они занимают 35% всей площади суши.

Восточно-Сибирское и Чукотское моря. Так же как и море Лаптевых, эти моря отличаются крайней мелководностью. Здесь бровка материкового склона проходит по глубине 80—120 м. Дно морей представляет собой почти плоскую пологоволнистую равнину, слабо наклоненную на север. Однако и здесь прослеживаются затопленные речные долины на продолжении современных долин рек Колымы и Индигирки. По правому борту затопленной долины Колымы можно провести условную границу, разделяющую два морфологически отличных района морского дна. Подводные «междуречья» Колымы и Индигирки отличаются исключительной выровненностью поверхности. Общий уклон к северу здесь составляет 50 м на 600 км, а колебания отметок дна всего 1—2 м.

В прибрежной полосе в этом районе вырисовываются отдельные гряды и цепи гряд, простирающиеся от о. Новая Сибирь к устью р. Индигирки и далее к Медвежьим островам. Высота гряд над поверхностью дна измеряется первыми единицами метров, длина от 2—5 до 20—30 км. Грядовый рельеф сходен с таковым на Приморской низменности и в общем виде совпадает со структурным планом Верхояно-Чукотской складчатой зоны. Возможно, что они отражают простирающиеся каких-то линейных структур, погребенных под рыхлыми четвертичными отложениями.

К востоку от затопленной долины Колымы простираются полого-склонные хребты, вершинные части которых отвечают мелководью о. Врангеля и району Центральных банок (банка Геральда). Здесь глубины менее 30 м. Склоны возвышенностей осложнены рядом увалов, особенно хорошо выраженных на южном склоне мелководья Врангеля. Здесь они прослеживаются более чем на 50 км и имеют отчетливое меридиональное простираение.

На склонах возвышенности банки Геральда зона увалов занимает более обширную площадь, характеризуется большими относительными превышениями увалов над дном моря, большей крутизной склонов. Среди них намечается ряд ложбин, часть которых, вытянутых в меридиональном направлении и слабо извилистых в плане, принимает боковые «притоки» и таким образом весьма напоминает речные долины.

Между описанными возвышенностями лежит меридионально вытянутая узкая и глубокая впадина Чукотского желоба. Ширина его 15—20 км, глубина в центральной части — 80 м. На материковом

склоне, на продолжении желоба, прослеживается глубоко врезанный каньон.

Кроме того, здесь отмечены две впадины субширотного простирания, параллельные простиранию подводных возвышенностей и побережью Чукотки. Северная впадина лежит между северными склонами возвышенностей и бровкой материкового склона, достигая ширины 50—60 км, южная — протягивается между склонами подводных возвышенностей и побережьем Чукотки от подводной долины р. Колымы до Берингова пролива. Ширина ее 120—150 км на западе, 60 км в проливе Лонга и 150 км на востоке, глубина не превышает 40—50 м.

На границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей лежит группа мелких скалистых (гранитных) островков — острова Медвежки. Несколько восточнее их располагается о. Айон, по-видимому, являющийся абразионным останцом низменной равнины, развитой на северо-западе Чаунской губы. На равнине преобладает полигональный, байджежаховый, мерзлотный рельеф.

Крупнейшим островом в этом районе является о. Врангеля площадью около 7600 км². Так же как и Новосибирские острова, он, видимо, представляет собой останец крупного полуострова, существовавшего здесь в недавнем геологическом прошлом. Это предположение возникает прежде всего на основании геоморфологического анализа. Крупные речные долины в гористой части острова лишь частично используются современной гидросетью и совершенно не соответствуют общему масштабу суши. Горные возвышенности внутри острова достигают 1100 м над уровнем моря и имеют альпинотипный облик. Основная же часть горного рельефа характеризуется плосковерхими горами 400—600 м высоты. Главный водораздел проходит по средневысотным горам на высоте около 500—700 м над уровнем моря.

По морфологии горные районы можно подразделить следующим образом. На севере тянется полоса низких гор с закругленными или совсем уплощенными вершинами. Относительные превышения этих гор не более 200—300 м. Широко ориентированной долиной они отделяются от зоны средневысотных гор, значительные относительные превышения которых в сочетании с большой крутизной склонов и глубокими долинами и придают последней альпинотипный облик. В восточной части острова располагается слабо расчлененное плато 200—400 м абсолютной высоты. Для этого района характерно широкое развитие нагорных террас.

Горы окружены плоскими, пологонаклонными равнинами, прикрытыми плащом озерно-аллювиальных отложений, но с близко залегающим коренным цоколем. Происхождение этих равнин остается невыясненным. Возможно, что это остатки предгорной равнины, переработанной денудационными и абразионными процессами.

К востоку от о. Врангеля лежит узкий о. Геральд, представляющий собой гранито-сиенитовый скалистый гребень высотой до 380 м над уровнем моря. На северо-западном конце острова от него отходит узкая и длинная песчано-галечная коса. Внешний облик острова, так же как его совместное с о. Врангеля положение на единой широкой абразионной платформе, еще раз подтверждает вероятность останцового характера обоих островов по отношению к современному побережью материка.

Острова Ротманова в Беринговом проливе представляют собой несколько изолированных крутых скал.

Арктический бассейн. Рельеф дна Арктического бассейна чрезвычайно сложен. Здесь известны высокие хребты и плоскогорья и обширные площади абиссали, представляющие собой довольно выровненные

субокеанические котловины. Главнейшими морфологически характерными областями дна являются следующие.

В пределах описываемой акватории располагаются южные части котловин Нансена и Амундсена. Максимальные глубины в первой из них составляют 3995 м, а во второй — 4520 м. Котловина Нансена примыкает к Шпицбергенско-Новоземельскому материковому склону, а котловина Амундсена к хребту Ломоносова. Днища котловин представляют собой типичные субгоризонтальные равнины с общим уклоном дна в сторону Гренландского моря. На дне котловин идет устойчивая аккумулятивная осадков.

Наиболее крупным поднятием дна в Арктическом бассейне является хребт Ломоносова, высота которого над дном котловин составляет от 3200 до 3400 м. Длина его достигает 1800 м. Поверхность хребта в его южной части слабо расчленена. Относительная высота отдельных вершин 600—700 м.

Между плоскогорьем Альфа и материковым склоном Чукотского моря расположена линейная возвышенность с выровненной поверхностью, получившая название хребта Менделеева. Хребт этот имеет несколько отрогов. Наименьшая его глубина 1030 м. Между хребтами Менделеева и Ломоносова лежит котловина Толля. Наибольшие глубины ее около 2900 м. Дно плоское, со слабым уклоном к северу.

В пределы описываемой акватории входят Шпицбергенско-Североземельский и Лаптево-Чукотский материковые склоны. Первый из них отличается наибольшей крутизной, более четко выраженной бровкой и менее сложным устройством поверхности. Второй, хотя и характеризуется значительно меньшими уклонами и нечеткой бровкой, состоит из более разнородных морфологических участков. Здесь выделяются крупные плоские котловины, наклонные равнины, отдельные крутые уступы. Подошва склонов фиксируется на глубинах от 2500 до 3500 м.

КЛИМАТ

Климат островов Советской Арктики, как и всего Арктического бассейна, предопределяется в основном географическим положением этой области и адвекцией тепла извне посредством интенсивной атмосферной циркуляции и морских течений. Этими источниками компенсируется дефицит радиационной составляющей теплового баланса, которая зимой, в полярную ночь, равна нулю. Большое влияние тепла, приносимого морскими течениями, особенно ощутимо потому, что здесь площадь водных пространств резко преобладает над площадью островной суши. Из верхнего слоя воды происходит усиленная отдача тепла в атмосферу. Летом условия теплообмена между воздушными и водными массами существенно меняются. При круглосуточной солнечной радиации под влиянием нагрева температурные контрасты между водой и воздухом сглаживаются. Температура воздуха над морской поверхностью в июле держится около 0°. Несколько выше летние температуры лишь в прибрежной зоне, там, где море обычно очищается ото льдов. На рассматриваемых пространствах морей и островов Советской Арктики по условиям атмосферной циркуляции Э. М. Прик в 1966 г. выделено четыре климатических района.

1. *Западный (Приатлантический) район*, охватывающий Баренцево море и большую часть Карского моря, характеризуется неустойчивой циклонической погодой, резкими колебаниями температур и наиболее мягкими условиями. Здесь, за исключением Земли Франца-Иосифа, отмечается наибольшая облачность, особенно в декабре —

феврале. Осадки часты (12—15 дней в месяце) и обильны (20—25 мм в месяце).

В указанный район входят такие значительные участки островной суши, как Земля Франца-Иосифа и Новая Земля.

Земля Франца-Иосифа. Низкие среднегодовые и летние температуры в сочетании с большим количеством твердых осадков благоприятствуют оледенению большей части площади архипелага. Самым холодным месяцем здесь является январь, средняя температура которого равна -20° . Устойчивая ясная погода на архипелаге сохраняется в течение трех весенних месяцев (март—май). Это связано с барическим максимумом, располагающимся в это время года к северу от архипелага. Лето характеризуется низкими температурами, часто спускающимися ниже 0° . В бухте Тихой средняя июльская температура не превышает $+1,2^{\circ}$, и на о. Рудольфа $+0,6^{\circ}$. Почти непрерывные туманы при преобладании твердых осадков над жидкими приводят к гололедице. Ветры, достигающие больших скоростей, способствуют обильному переметанию снега, возникновению и росту навешных ледников, несмотря на незначительные в общем абсолютные высоты. Земля Франца-Иосифа отличается самым низким положением хионосферы, в сравнении с остальными архипелагами рассматриваемой области.

Новая Земля. Годовая амплитуда колебаний температуры на западном побережье архипелага составляет $20,8^{\circ}$, а на восточном $28,2-25,9^{\circ}$. Средняя годовая температура повышается с севера на юг от $-8,6$ до $-4,2^{\circ}$, а от восточного побережья к западному на одной и той же широте поднимается в среднем на 2° . В летнее время температура иногда падает ниже 0° , а зимой нередко случаются оттепели. Такие колебания температуры способствуют усиленному физическому выветриванию пород.

Годовая сумма жидких осадков изменяется от 77 мм на севере до 203 мм на юге Новой Земли, сумма же твердых осадков в тех же районах изменяется от 230 до 380 мм.

В условиях быстрого летнего таяния льдов и снега, питающих реки, при очень крутых уклонах речных долин, эрозия развивается весьма энергично. В сочетании с физическим выветриванием это приводит к резкому расчленению рельефа и скоплениям значительных масс руслового аллювия.

Исключительной силы достигают на Новой Земле ветры типа боры, особенно характерной для района Малых Кармакул. С борой связано адиабатическое повышение температуры, которое летом приобретает характер фена. При боре скорость ветра иногда достигает 60 м в секунду. В это время ветром переносятся огромные массы снега и минеральных частиц, особенно мелкозема, выдуваемого из коренных отложений. После боры можно наблюдать свежий слой пыли (4—5 мм), покрывающий с подветренной стороны большие участки суши. Кое-где встречаются также дефляционные формы рельефа, напоминающие каровые.

Относительная влажность воздуха на Новой Земле очень велика и в течение года почти не меняется. Значительна и облачность, особенно в южной части архипелага. Летом часты туманы.

Описанные условия способствуют сохранению покровного оледенения на севере островов и густой сети долинных ледников в их центральной части.

2. В Сибирский район входят восточная часть Карского моря с Северной Землей, все море Лаптевых с Новосибирскими островами и большая часть Восточно-Сибирского моря. Для всего района в це-

лом характерно влияние сибирского антициклона, определяющее устойчивые в течение зимы и весны низкие температуры, незначительную облачность (4—6 баллов), сравнительно слабые ветры, относительно небольшие осадки (не более 10 мм в месяц).

Северная Земля. Климат архипелага характеризуется девятимесячным зимним периодом и коротким холодным весенне-летне-осенним. Среднемесячная температура в июле составляет $+1^{\circ}$, $+2^{\circ}$, а в январе -25° , -30° (минимальная около -50°). Максимальная температура в июле редко достигает $+10^{\circ}$. Среднее количество осадков за год колеблется от 94 до 126 мм. За это же время в среднем насчитывается 103—115 дней с осадками. Зимой наблюдаются преимущественно юго-восточные, а летом северо-восточные ветры. Средняя скорость ветра 5—6 м/сек. Максимальная скорость ветров отмечается в январе, когда она достигает 35 м/сек.

Эрозия и солифлюкция могут проявляться в течение только короткого времени, но зато благодаря значительным перепадам высот протекают они весьма энергично и накладывают глубокий отпечаток на облик рельефа.

Необходимо еще указать на различия климатических условий в пределах архипелага. Они особенно заметны в распределении осадков, в силе и направлениях ветра. Касается это и температурного режима. Известны случаи, когда, например, на севере о. Комсомолец устойчиво держалась сухая и ясная погода, а на юге того же острова отмечалась пурга и обильные снегопады. Такое же несоответствие наблюдалось между прибрежными и внутренними частями островов. Летние температуры внутри о. Октябрьской Революции на $2,5^{\circ}$ выше, чем на о. Домашнем, лежащем на самой окраине архипелага.

Вблизи ледников нередко отмечается штормовой ветер, а на некотором удалении от них тихая погода. Сильные местные ветры часто возникают в проливах и сквозных долинах. На этом архипелаге, так же как и на Новой Земле, ветер играет большую роль в переносе и переотложении минеральных частиц. Так, на западном берегу о. Комсомолец отмечались «пыльные бури», после которых снег на несколько десятков квадратных километров оказывался скрытым под слоем мелкого снега; толщина такого слоя около 3 мм. Там же встречаются оригинальные дефляционные останцы в виде причудливых изолированных столбов.

Средняя мощность снежного покрова на сравнительно ровном и равномерно «продуваемом» участке не превышает 1 м, обычно же равна 50—60 см. Однако на подветренных склонах или в узких глубоких долинах скопления снега достигают десятков метров. Таяние снега начинается в последней декаде мая, максимума оно достигает в начале июля. Паводок длится 7—10 дней. Вновь снежный покров образуется в августе—сентябре.

Новосибирские острова. Этот архипелаг в общем характеризуется низкой среднегодовой температурой при небольшой годовой амплитуде ее колебаний, коротким и прохладным летом с морозящими дождями. Намечаются некоторые различия в климатических условиях на островах Ляховских и Анжу в сравнении с островами Де-Лонга. На последних зима несколько мягче, а лето прохладнее. На островах Ляховских и Анжу абсолютный минимум температуры достигает -48° , -50° , на островах Де-Лонга, хотя они располагаются севернее, не опускается ниже -43° . Между тем среднемесячные и среднегодовые температуры разнятся совсем незначительно.

Таяние снежного покрова начинается в июне и к началу июля снег сходит. Мощность снежного покрова в среднем достигает всего

20—25 см, но залегает он очень неравномерно, в зависимости от рельефа. Эрозионные процессы проявляются очень слабо; зато широко развиты морозное выветривание и дефляция. Усиленному морозному выветриванию способствует частое смачивание горных пород при столь же частых переходах температуры через 0°. Современное оледенение имеет место только на островах Де-Лонга, где значительные ледниковые шапки известны на островах Беннетта, Жаннетты и Генриетты.

3. *Восточный (Тихоокеанский) район* охватывает восточную часть Восточно-Сибирского моря и все Чукотское. В зимнее время этот район находится в зоне значительного влияния алеутских и колымских циклонов. Но оно гораздо слабее влияния, оказываемого в западном районе циклонами, идущими со стороны Атлантики. Зима в Восточном районе теплее, чем в Сибирском, но холоднее, чем в западном. На границе Сибирского и Восточного климатических районов лежат крупные острова Врангеля и Геральд. Средняя годовая температура на о. Врангеля составляет $-11,5^\circ$. Минимальная температура -43° , максимальная $+18,2^\circ$. Годовая сумма осадков весьма незначительна: средняя 92 мм, максимальная 150 мм. Наибольшее количество осадков выпадает в летнее время. Зима длится 7—8 месяцев. Первая половина зимы обычно характеризуется частыми и длительными снежными пургами при скорости ветра 25—30 м/сек. Наиболее устойчивы северные направления ветров. Мощность снежного покрова, как и на других островах, распределяется весьма неравномерно по площади. Облачность наиболее устойчива в летний период. Таяние снега начинается с середины мая. Снегопады начинаются в сентябре.

4. *Высокоширотный район Арктического бассейна.* С юга он в общем ограничивается материковым склоном, но, несколько уточняя границу, можно заметить, что в районе Новосибирских островов она проходит между островами Анжу и островами Де-Лонга, т. е. там, где отмечен упомянутый выше значительный перепад минимальных температур воздуха. В. С. Назаров называет эту границу линией наибольшей океаничности (наименьшей континентальности) климата. Я. Я. Гаккель в 1957 г. приурочил ее к выделенной им в Северном Ледовитом океане географической зоне материкового склона, который рассматривается прежде всего как морфологически хорошо выраженная переходная ступень между шельфом и абиссальной областью океана. Эта переходная зона характеризуется специфическими аэрометеорологическими, ледовыми, гидрологическими, гидробиологическими, зоогеографическими условиями. Значительным перепадом глубин между шельфом и абиссальной зоной обусловлено усиление приливо-отливных течений в зоне склона, повышение гидродинамической активности вод над склоном, что сказывается в их усиленном перемешивании и способствует теплообмену между ними и атмосферой. Все это определяет возникновение циклонической циркуляции атмосферы в высоких широтах в самое холодное время, т. е. при наибольших температурных контрастах в системе вода — воздух.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Толща океанических вод в Северном Ледовитом океане довольно четко стратифицирована.

Верхний горизонт мощностью 200—250 м представлен поверхностными арктическими водами. Наибольшую мощность этот горизонт имеет в притихоокеанской части Арктического бассейна. По своим температурным и химическим данным он разделяется на три слоя:

1) слой от поверхности до глубины 25—50 м имеет температуру, близкую к температуре замерзания воды данной солености, которая изменяется от 29 до 33,5‰;

2) слой от 25—50 до 100 м глубины имеет температуру, одинаковую или более низкую, чем в верхнем слое, а соленость до 34‰ и выше;

3) с глубины в 100 м до верхней границы атлантических вод располагается слой воды с промежуточными характеристиками между верхними арктическими и подстилающими атлантическими водами.

Поверхностные арктические воды обязаны своим происхождением перемешиванию речных и морских вод шельфовых морей, возникающему под влиянием гидродинамических и метеорологических процессов в верхней толще воды. Особенно большое значение имеет приток речных вод, летняя температура которых в июле составляет +14—+16°, а в августе +12—+16°. Общая масса речных вод, впадающих в арктические моря, равна 2340 км³ в год. Основной приток тепла падает на июнь—июль: в это время моря получают 60—70% годового стока теплых вод. Основная масса речного стока сосредоточена в Карском и Новосибирском районах, так как там находится наиболее мощная речная сеть.

По данным Л. Г. Топоркова (1965 г.), наиболее высокая летняя температура вод, от +8° до +12°, отмечена в южной части Обь-Енисейского района Карского моря и вблизи дельты р. Лены. В южной части Чукотского моря температура вод равна +6—+8°, в юго-западной части Восточно-Сибирского моря—она не выше +3—+6°, а на востоке и севере отрицательные температуры воды сохраняются и в летнее время. В Карском море температура +6—+7° держится в районе о. Диксона. Близ Новоземельских проливов и в Байдарацкой губе температура поверхностных вод +5—+6°, а на широте Маточкина Шара всего +3—+4°. Следует отметить, что подобные температурные условия выдерживаются лишь при отсутствии льда в море. При скоплении льдов, даже в южных частях морей температура поверхностных вод не поднимается выше 0°.

Соленость поверхностных арктических вод также очень различна в разных районах. В местах максимального распространения речных вод она меньше 10‰. В юго-западной части Карского моря 30‰, а в северо-восточной части местами достигает 32—34‰. В северо-западной части моря Лаптевых соленость поверхностных вод 28‰. В Восточно-Сибирском море, вблизи побережья, вода совершенно пресная, а с продвижением на север соленость повышается до 28‰. Повышается она и к востоку, достигая в этом направлении 30‰. В Чукотском море соленость колеблется от 24 до 32‰. Годовые амплитуды температуры и солености поверхностных арктических вод в максимальных значениях достигают 10—12° и 35‰.

Под горизонтом поверхностных арктических вод, на глубине между 200 и 800 м, располагается горизонт атлантических вод. Вся эта водная масса имеет температуру выше 0°. Атлантические воды поставляют 42% теплового притока Арктического бассейна. Они связаны с течением Гольфстрим, проникающим в Северный Ледовитый океан через пролив между Шпицбергом и Гренландией. Благодаря повышенной солености эти воды имеют большую плотность и поэтому опускаются на столь значительную глубину. Они распространяются с запада на восток, двигаясь вдоль материкового склона, давая ответвления в желоба и заливы в северных частях морей Баренцева, Карского и Лаптевых. Восточнее проникает лишь слабая ветвь, уходящая в море Бофорта.

Атлантические воды на входе в Арктический бассейн имеют температуру $+8$ — $+14^{\circ}$, соленость 25% . В районе Земли Франца-Иосифа температура свыше $+2^{\circ}$ отмечена на глубине 200 м, а в море Лаптчевых температура $+1^{\circ}$ —уже на глубине 300 м. В Восточно-Сибирском море максимальная температура этих вод уже $+0,6$ — $+0,7^{\circ}$ на глубинах 400 м, а на севере Чукотского моря температура $+0,5^{\circ}$ отмечена на глубине 500 м. Толщина горизонта атлантических вод уменьшается с запада на восток. Скорость их распространения от пролива Фрама до моря Бофорта составляет около 6 лет. В результате теплоотдачи атлантическими водами повышается температура промежуточного слоя арктических вод и замедляется нарастание морских льдов.

В восточной части Восточно-Сибирского моря, а главным образом в Чукотском море некоторую роль играют тихоокеанские воды. Они распространяются на глубине 50 — 100 м, вклиниваясь между поверхностными арктическими и атлантическими водами. С июня по октябрь они имеют температуру от $+2$ до $+4^{\circ}$, а в остальные месяцы около $-1,8^{\circ}$. Средняя годовая температура их $+0,08^{\circ}$. Соленость тихоокеанских вод колеблется от 24% на поверхности горизонта до 33% в его нижних слоях. В Северном Ледовитом океане эти воды иногда доходят до Северного Полюса.

Глубокие впадины океана и глубоководную северную часть моря Лаптевых с глубины 800 — 1000 м до дна заполняют холодные придонные воды. Их температура от $-0,4$ до $-0,9^{\circ}$, соленость до 35% . Они формируются в Гренландском и Норвежском морях в результате зимнего охлаждения, а также на материковом склоне и в окраинных арктических морях в период ледообразования. Плотная холодная вода спускается ко дну, заполняя глубокие впадины и желоба. Температура придонной воды в приатлантической впадине ниже, чем в притихоокеанской. По тем же данным Топоркова, устойчивая система циркуляции вод определяется постоянными течениями, водообменом Северного Ледовитого океана с Тихим и Атлантическими океанами и стоком крупных рек Евразии. Помимо этого, нередко большую роль играют ветровые течения, обладающие значительной энергией.

Постоянные течения сильно сказываются на перемещении морских льдов. Последние, увлекая в своем движении верхний слой воды, способствуют возникновению дрейфовых течений.

Основой циркуляции вод Арктического бассейна является стержневой поток — Трансарктическое течение. Оно направляется из Чукотского моря к проливу между Гренландией и Шпицбергенем. Слева от него намечается несколько циклональных завихрений, наиболее устойчивое из которых располагается к северо-востоку от Северной Земли. Вправо от Трансарктического течения лежит зона антициклональной циркуляции. Ниже приведены системы циркуляции вод отдельно для каждого из шельфовых морей.

Баренцево море. В его водах образуется следующий циклонический круговорот: с запада идет Нордкапское течение, распадающееся на Прибрежно-Мурманское и Мурманское. Первое, в районе горла Белого моря усиливается Беломорским течением. Далее к востоку о. Колгуев разделяет его на две ветви: Канинское течение, идущее к проливам Карские ворота и Югорский шар, и Колгуевское течение, идущее на северо-восток, вдоль берегов Новой Земли.

Второе, Мурманское течение идет мористее и на меридиане 40° в. д. поворачивает на северо-восток, образуя Западно-Новоземельское течение. Часть его уходит в Карское море, огибая мыс Желания. Часть отклоняется к западу, усиливаясь водами из Арктического бас-

сейна, и течением о. Медвежьего замыкает циклонический круговорот вод.

Между Землей Франца-Иосифа и Шпицбергенем в Баренцевом море поступают арктические воды в виде Восточно-Шпицбергенского течения.

Карское море. Через проливы Карские ворота и Югорский шар сюда поступают воды Баренцева моря. Они идут вдоль Ямала в виде Ямальского течения. Оно дает ветвь к Новой Земле, которая спускается вдоль нее к югу, в виде Восточно-Новоземельского течения. Циклонический круг замыкается у Карских ворот, через северную часть которых течение Литке выносит воды Карского моря в Баренцево.

В центре Карского моря известно течение Святой Анны, выносящее воды на север, за пределы Карского моря.

Из устьев рек Оби и Енисея начинается Западно-Таймырское течение, идущее в пролив Вилькицкого. Здесь от него отклоняется небольшая ветвь вдоль западных берегов Северной Земли, на север.

Сброс вод из Баренцева моря в Карское вокруг Новой Земли и обратно носит перемежающийся характер.

Море Лаптевых. Вдоль южного побережья воды движутся с запада на восток. На востоке прибрежный поток усиливается под влиянием мощного стока ленских вод. К северу и далее частично к северо-востоку следует Новосибирское течение, которое за пределами моря сливается с Трансарктическим течением. На севере Северной Земли от последнего отходит Восточно-Таймырское течение, движущееся к югу, вдоль восточных берегов Северной Земли. Ветвь его, проходящая севернее Новосибирских островов, называется течением Седова.

Восточно-Сибирское море. К северу и северо-востоку из района Новосибирских островов и на север и северо-запад из района пролива Лонга идут выносные потоки. При этом еще наблюдаются потоки с севера и северо-запада, идущие к проливу Лонга. Вдоль материкового побережья идет устойчивое течение вод с запада на восток.

Чукотское море. Через Берингов пролив в Чукотское море вливаются тихоокеанские воды. Это течение следует вдоль берегов Аляски, а к северу от мыса Хоп, на меридиане 160° з. д., оно распадается на две ветви — Аляскинскую, идущую к северо-востоку, и Геральдовскую, направляющуюся на запад. Ветвь течения, образующего циклоническую циркуляцию вод вокруг о. Врангеля, обогнув его, сливается с Геральдовской ветвью.

Эта схема так называемых постоянных течений, обрисованная в самых общих чертах, сильно осложняется ветровыми, сгонно-нагонными, а также периодическими приливо-отливными течениями.

СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Современное оледенение арктической области — явление, производное от взаимодействия климата, океанических вод и рельефа охлажденной суши. Возникнув, оно в свою очередь стало мощным фактором воздействия на циркуляцию вод и на формирование рельефа и рыхлых отложений арктической суши и прилегающих участков морского дна.

По мнению Н. Г. Загорской, оледенение арктической области есть явление, единое для всей области, но различно проявляющееся в разных сферах ее (атмосфера, гидросфера, литосфера). На этом основании морские льды и вечная мерзлота с ископаемыми льдами рассматриваются в настоящей главе совместно с наземным оледенением.

МОРСКИЕ ЛЬДЫ

Поверхность Северного Ледовитого океана в течение 9 месяцев в году почти на 90% закрыта дрейфующими льдами. Кроме того, почти круглый год существуют припайные льды по внешней окраине островных и материковых береговых линий и сплошные льды в многочисленных проливах. Некоторые проливы ненадолго освобождаются ото льдов лишь раз в несколько лет.

Развитие морских льдов по типу дрейфующих, или припайных, зависит от глубины моря и конфигурации берегов. Степень сплоченности и торошенности льдов определяется гидродинамическими, температурными и ветровыми условиями.

Ледообразование всегда начинается там, где больше охлаждены и опреснены поверхностные слои вод, а глубины незначительны. Важна также защита от сильных ветров и течений. Таким условиям отвечают высокоширотные побережья, мелководья, приустьевые участки побережий, кромка, внутренние полыньи и разводья в многочисленных плавучих ледяных массивах. Под действием ветров и течений молодой лед постоянно ломается и нагромождается. В результате мощность ледяного покрова достигает размеров, во много раз превосходящую возможную при спокойном, статическом намерзании льда. Так возникает многолетний ледяной покров большой устойчивости.

В Северном Ледовитом океане за лето становится весь снежный покров на льду и около 50 см самого льда. Наблюдениями установлено, что в среднем за зиму намерзает столько же, сколько оттаивает за лето. В сумме масса льдов почти не изменяется в объеме из года в год.

Однако при активизации дрейфа ледовитость океана уменьшается. Средняя скорость дрейфа равна 2—4 км в сутки.

Внутри Северного Ледовитого океана выделяются Приатлантический и Канадский ледяные массивы с разделяющей их меридиональной зоной льдов повышенной трещиноватости, а в летнее время — с обширными океаническими разводьями. Эта зона тянется от о. Врангеля до северной Гренландии. К северу от Новосибирских островов она совпадает с простирающим подводного горного хребта Ломоносова. Иногда наблюдается расширение зоны к востоку, с отделением от Канадского океанического массива самостоятельного Айонского ледяного массива.

Зона ослабленных льдов, по данным Я. Я. Гаккеля, прослеживается также вдоль материкового склона, на всем его протяжении. Эта зона связана с повышенной циркуляцией течений и приливно-отливных сил на перепаде глубин от бровки шельфа к абиссали и является естественной границей между Арктическим бассейном и морями арктического шельфа.

Наименее ледовитым из всех морей арктического шельфа является Баренцево море. Вдоль Мурманского побережья — до мыса Святой Нос оно не замерзает круглый год. На всю зиму сохраняются Чешская, Печорская и Западно-Новоземельская полыньи. Лишь в апреле около 75% акватории Баренцева моря занято льдами. Отроги океанического (Приатлантического) ледяного массива заходят в Баренцево море между архипелагами Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа.

Карское море значительно более ледовито, чем Баренцево. Однако и в его юго-западной части, у южных и восточных берегов наблюдаются обширные стационарные полыньи — Амдерминская и Ямальская. У восточных берегов Новой Земли формируется Новоземельский

ледяной массив. Летом Обь-Енисейская полынья отделяет от него Северо-Карский ледяной массив. Западно-Североземельская полынья, существующая в конце лета, отделяет от последнего еще и Североземельский массив.

В течение лета Новоземельский массив тает на месте, а Северо-Карский смещается к северу. Североземельский ледяной массив сохраняется лишь при устойчивых западных ветрах.

В море Лаптевых, в его восточной части, образуется мощный припай, который сохраняется и летом (Янский ледяной массив). Постоянный вынос льдов на север предопределяет и постоянное сохранение зоны полыней и молодого льда за припаем. Отдельные участки этой зоны именуется Восточно-Североземельской, Таймырской, Ленской и Новосибирской полыньями. Ленская и Новосибирская полыньи в июне — июле достигают огромных размеров. Североземельский ледяной массив летом распадается на Таймырский и Янский. Последний растаивает к концу лета, а Таймырский сохраняется. Его большая устойчивость объясняется включением многолетних льдов, так как по существу он является отрогом океанического (Приатлантического) ледяного массива.

Наиболее ледовитым является Восточно-Сибирское море. Оно все лето покрыто льдами, поступающими с севера из Арктического бассейна. Наибольшую площадь там занимает Айонский ледяной массив, состоящий из мощных многолетних льдов. Его южная часть почти вплотную примыкает к побережью материка. Среди этого ледяного массива намечаются лишь две стационарные полыньи: Новосибирская на западе и Заврангелевская на востоке.

В летнее время в западной части Восточно-Сибирского моря формируется Новосибирский ледяной массив, обычно разрушающийся к осени. При этом кромка льда отодвигается к северу от Новосибирских островов.

Не менее ледовитым является Чукотское море. В нем ледяной покров лишь в летнее время разделяется теплым течением из Берингова пролива на Чукотский и Врангелевский ледяные массивы. Первый из них по существу является отрогом Канадского океанического ледяного массива. Второй, со второй половины лета, пополняется льдами Айонского.

Суммарная площадь основных ледяных массивов Северного Ледовитого океана в десятки раз превосходит площадь современного оледенения арктической суши, даже если принимать в расчет Гренландский ледяной щит. В пределах же Советской Арктики оледенение суши является крупницей, среди колоссальных полей морских льдов.

ОЛЕДЕНЕНИЕ СУШИ

НАЗЕМНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Площадь и мощность наземного оледенения островов находится в прямой зависимости от положения этих островов по отношению к основным морским ледяным массивам и к открытой водной поверхности. Этому могут служить следующие примеры. Земля Франца-Иосифа, лежащая близ края Приатлантического ледяного массива и открытая влиянию относительно теплых вод Баренцева моря, обладает максимальным процентом площади оледенения. Новосибирские острова, вплотную окруженные ледяными массивами морских льдов, несут наименьшее количество ледников, и площадь суши, покрытой льдами, здесь ничтожна. По-видимому, подобное обстоятельство необ-

ходимо иметь в виду при любых соображениях географического или палеогеографического характера.

Общая площадь наземного оледенения островов Советской Арктики составляет 55 862 км², или около 30% всей их площади. Ледниковый покров известен и исследован на архипелагах Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Северной Земли, на островах Де-Лонга и на мелких отдельных островках — Виктория, Ушакова (табл. 1). В 1962 г. Д. М. Сватков отмечал наличие мелких ледников на о. Врангеля, но эти данные требуют уточнения. По данным П. А. Шумского (1949 г.), оледенение островов Советской Арктики составляет 78% всей площади оледенения на территории СССР. По отношению ко льдам Гренландии эти островные льды составляют 0,65% всей ледяной массы Гренландии.

Таблица 1

Размеры оледенения островов Советской Арктики
Составил Л. С. Говоруха *

Архипелаги и отдельные острова	Площадь ледников, км ²	Свободная ото льда суша, км ²	Степень оледенения, %	Средняя мощность льда по косвенным оценкам, м	Объем льда ориентировочно, км ³
Земля Франца-Иосифа	13 690	2 400	85,1	100	1370
Новая Земля	24 300	57 879	29,6	280—300	6800
Северная Земля	17 470	19 300	47,6	200	3500
Остров Виктория	5,2	0,1	98	50—60	0,33
Остров Ушакова	323	—	100	100	10
Острова Де-Лонга	77	140	35,5	90—100	7

* В таблице использованы данные исследований 1957—1964 гг. О. Н. Виноградова, В. С. Корякина, П. В. Семенова и Ф. А. Черняевой.

Интенсивность и морфология оледенения Советской Арктики определяется высотным положением границы питания и ее соотношения с коренным рельефом. Наиболее высокое современное положение этой границы — 700 м — над современным уровнем моря зафиксировано на юге Новой Земли. К северу и северо-востоку граница питания понижается. Положение на высоте 300 м над современным уровнем моря зафиксировано на о. Шмидта (Северная Земля), на севере Новой Земли, на Земле Франца-Иосифа. На запад, к Шпицбергену, она снова повышается до 350—400 м абс. высоты. Максимально низкое положение ее, всего 200 м над современным уровнем моря, отмечено для о. Ушакова, на севере Карского моря. Повышение границы питания находится в заметной связи с влиянием антициклональных воздушных масс и теплых течений. И наоборот, совпадают районы наиболее низкого положения этой границы и область максимальных осадков. На таких участках на уровне моря выпадает не менее 200—240 мм твердых осадков. А к востоку количество осадков резко падает. В восточной половине Северного Ледовитого океана общая годовая сумма осадков составляет немногим более 100 мм. Эта цифра увеличивается в высокогорных условиях. Так, на относительно возвышенных островах Де-Лонга она достигает значения 300—400 мм. В средней, ледораздельной полосе архипелага Новой Земли количество осадков в год равно 1000—1100 мм. На Земле Франца-Иосифа годовое количество

осадков на вершинах куполов 500—600 мм, а на Северной Земле — 450 мм.

Область питания арктических ледников подразделяется на две зоны. Преобладающей по площади является зона инфильтрационно-конжеляционная, или ледяная. На склонах крупных куполов она образует кольцевые полосы шириной до 15—18 км. На более мелких куполах вся зона питания является ледяной и соответственно ею охвачены и их вершины. Общая площадь зоны ледяного питания по всем островам составляет 12 000 км².

Выше лежит фирново-ледяная инфильтрационная зона питания, занимающая 1000 км² всей площади оледенения островов. Большая часть площади фирново-ледяной зоны питания приходится на территорию архипелагов Новой Земли и Северной Земли. Таким образом, общая площадь аккумуляции составляет 22 000 км², или 40% всей площади ледников на островах Советской Арктики. На зону абляции приходится 60% площади оледенения. За последние 40—60 лет наблюдается незначительная деградация ледникового покрова.

Площадь современного оледенения Земли Франца-Иосифа — 13 690 км², или 85,1% всей площади архипелага. Как уже говорилось, линия равновесия аккумуляции и абляции проходит здесь на абс. высоте 300 м. Мощность ледников в среднем 150—200 м.

По данным В. Д. Дибнера (1965), оледенение большинства островов является двухъярусным и относится к полупокровному типу.

Верхний ярус оледенения приурочен к вершинным поверхностям высоких плато и представлен в большинстве случаев ледяными куполами, возможно, реликтами покровного оледенения. При переходе от плато к участкам с более расчлененным подледным рельефом наблюдается полупокровный, «облекающий» тип оледенения, чутко реагирующий на подстилающий рельеф. В этом же ярусе наблюдаются эмбриональные образования в виде ледяных гребней, а также встречаются реликтовые ледники.

Нижний ярус оледенения располагается на склонах высоких плато и прибрежном мелководье. В пределах этого яруса выделяются те же типы оледенения, что и в верхнем, но площадь развития ледяных куполов и полупокровного типа оледенения значительно сокращается за счет расширения площади эмбриональных и реликтовых форм. Большое место здесь занимают каровые и навесные ледники, остаточные присклоновые ледники и купола на низменных плато. В зоне прибрежного мелководья единственной формой оледенения являются присклоновые ледники, образующие при слиянии типичные предгорные ледники типа маляспина.

Изучение строения куполов Земли Франца-Иосифа показало, что в разрезе куполов прослеживаются три вертикальных пояса, отвечающих зонам фирново-ледяного, ледяного питания и зоне абляции. На куполе Джексона мощность фирновой толщи составляет 16 м.

Скорость движения льдов в куполах не превышает нескольких метров в год. Скорость движения льда выводных и долинных ледников измеряется уже десятками и даже сотнями метров в год.

Деградация льдов в пределах архипелага особенно заметна по появлению новых мелких островков, вытравливаемых из-под льда, по отступанию краев ледников, достигающему 15—16 м в год, а также по понижению поверхности куполов и уменьшению скорости движения льда выводных ледников, что отмечено в последние десятилетия. Оледенение оказывает на рельеф преимущественно бронирующее влияние; исключением являются незначительные по площади участки аккумуля-

лятивного ледникового рельефа. Аккумуляция происходит преимущественно на прилегающих участках морского дна.

На Новой Земле площадь оледенения составляет 24 300 км² и занимает около 30% всей площади суши при средней мощности льдов около 300 м. Значительные размеры оледенения несомненно связаны с его положением по отношению к ледяным массам плавучих льдов и теплomu течению, а также по отношению к направлению ветров, несущих основные массы осадков.

Вдоль западных берегов Новой Земли проходит теплое течение, сказывающееся на повышении границы питания. Вдоль восточных берегов даже в летнее время сохраняются ледяные массивы — Новоземельский, или Северо-Карский.

Ледниковый покров Новой Земли может быть подразделен на три основных типа — покровный, полупокровный и горно-долинный. Основными являются ледники покровного и полупокровного типов, их площадь равна приблизительно 20 000 км². В центральной части ледники исследованы очень мало: известно лишь, что главный ледяной щит состоит из трех куполов, разделенных относительно пологими, но глубокими депрессиями, поперечными к оси острова. Центральный купол имеет высоту 950 м над уровнем моря, южный купол 900 м, а северный около 600 м. Глубина разделяющих депрессий 300—400 м, а крутизна их склонов не превышает 20°. Южная депрессия уже и крутосклоннее северной. Из области развития покровного оледенения широкие выводные ледники сползают на восток и на запад, обрываясь в море в вершинах фиордов.

Следует отметить, что поверхность южного купола имеет ясно выраженный грядовый рельеф при высоте ледяных гряд до 30 м над междугрядьями. Гряды ориентированы на восток-северо-восток, согласно общему простираению коренных пород Новой Земли. Видимо, здесь мы имеем дело с полупокровным типом оледенения, отражающим подледный рельеф. Северная граница ледникового щита проходит приблизительно по 76°57' с. ш.

К югу от 75° с. ш. покровный тип оледенения сменяется сетчатым, далее к югу — горно-долинным. Горно-долинное оледенение широко развито между горой Крестовой и проливом Маточкин Шар. На южном острове отдельные долинные леднички встречаются в высокогорном массиве на крайнем севере острова. В основном же здесь преобладают реликтовые формы ледников, представленные каровыми ледниками, присклоновыми ледниками и фирновыми полями на платообразной равнине в центре острова. В последние годы на архипелаге Новая Земля наблюдается отступление льдов. Например, ледник Чаева за последние годы отступает со скоростью до 100 м в год (Коломыц, 1960, 1963), многие долинные ледники отступают не с фронта, а с флангов. Энергичное отступление в особенности характерно для западного побережья, на востоке деградация льдов имеет меньшие размеры.

В приледниковой зоне формируются краевой, холмисто-грядовый рельеф, связанный с инверсией первичных аккумулятивных образований в понижениях ледяного покрова, оплывные и солифлюкционные термотеррасы, выравнивающие холмисто-грядовый рельеф, и, наконец, ступенчатый озерно-холмистый рельеф, связанный с мертвыми льдами.

Моделирующее влияние ледников особенно сказывается на форме долин, имеющих типичный троговый облик, на формировании каровых и цирковых ниш. В подводных частях многих фиордов прослежены ригели, характерные для продольного профиля ледниковых долин. Есть основания предполагать широкое развитие холмистого рельефа,

связанного с ледниковой аккумуляцией (но, по всей вероятности, в морских, а не в субэаральных условиях) на дне Карского моря, к востоку от архипелага Новой Земли.

Площадь оледенения Северной Земли составляет $19\,300 \text{ км}^2$, или около 48% всей ее территории. Степень оледенения значительно увеличивается при движении с юга на север, и в этом же направлении снижается граница питания от 450 м на юге до 300 м на севере. Средняя мощность льдов равна 200 м. По характеру оледенения Северная Земля гораздо ближе к Земле Франца-Иосифа, чем к Новой Земле. Этому способствуют, прежде всего, особенности рельефа архипелага. Хотя здесь и нет базальтовых плато, приподнятых по периферии и слегка пониженных в центре, как на Земле Франца-Иосифа, однако участки древней денудационной равнины, ограниченной крутыми склонами предледникового плато, образуют незамкнутое чашеобразное понижение. Здесь легко выделить два яруса оледенения.

Верхний из них лежит на высоко поднятой плоской поверхности верхней денудационной равнины и представлен покровным и полупокровным типами оледенения. Так же как и на Земле Франца-Иосифа, там наблюдаются ледяные купола и «облекающие» покровы, четко отражающие подледный рельеф. Разница заключается в масштабах куполов. Здесь они несравненно больше, чем на Земле Франца-Иосифа. Крупнейший из них — ледник Академии наук на о. Комсомолец — имеет площадь около 5000 км^2 . Максимальная высота поверхности ледяного купола отмечена на леднике Карпинского на о. Октябрьской Революции — 965 м над уровнем моря. Так же как и на Земле Франца-Иосифа, в этом ярусе оледенения можно наблюдать и реликтовые и эмбриональные формы ледников.

Нижний ярус оледенения отвечает не только склонам платообразных возвышенностей верхней денудационной равнины, но и поверхностям нижней денудационной и прибрежно-морской равнин и в незначительной степени прибрежному мелководью. Покровный и полупокровный тип оледенения этого яруса в особенности широко развит по северным и западным окраинам архипелага. Внутри нижнего яруса лежит ледник о. Пионер, а также значительная часть ледника Академии наук на о. Комсомолец. Сюда следует относить и ледник о. Шмидта. Для этого яруса весьма характерны реликтовые купола и преобладание каровых и остаточных присклоновых ледников. Присклоновые ледники выходят на мелководье по западным окраинам о. Комсомолец. В заливе Матусевича опускаются и всплывают в море выводные ледники с куполов Русанова и Карпинского.

За последние годы появились данные по разрезам ледяных куполов Северной Земли, свидетельствующие, что здесь также выделяются три вертикальных пояса, последовательно отвечающие зонам фирново-ледяного, ледяного питания и зоне абляции. Зона фирново-ледяного питания выделяется лишь для крупнейших куполов и покровов верхнего яруса. Зона абляции, как и на других архипелагах, значительно превосходит по площади обе зоны питания.

Скорость движения льда на куполах не превосходит первых единиц метров в год. Скорость движения выводных ледников много больше. Несомненно, что оледенение Северной Земли находится в стадии деградации, что особенно заметно по сравнительным данным за последние 35 лет.

Интересно отметить, что имеющиеся наблюдения отнюдь не свидетельствуют в пользу активной моделировки рельефа североземельскими ледниками. Скорее улавливается глубокое влияние рельефа на морфологию, динамику и режим льдов, чем наоборот. Формирование

характерных черт рельефа аккумулятивного и скульптурного характера в гораздо большей степени связывается с морозным выветриванием, солифлюкцией и с деятельностью талых ледниковых вод вблизи ледяных масс, чем с самыми льдами.

Последним очагом наземного оледенения в Советской Арктике являются острова Де-Лонга. Ледники известны здесь на трех из пяти островов: на островах Беннетта, Генриетты и Жаннетты.

На о. Беннетта имеются три небольших ледяных купола, из которых самый крупный имеет площадь 55 км². Небольшой ледник занимает половину площади о. Генриетты, а на о. Жаннетты известен совершенно незначительный плоский ледник. Средняя мощность льдов на архипелаге Де-Лонга не превышает 100 м.

Все ледники на островах Де-Лонга лежат в зоне абляции и находятся в стадии деградации. На о. Беннетта можно наблюдать и другие формы реликтовых льдов: мелкие присклоновые леднички, остаточные фирновые поля, погребенные глыбы мертвого льда.

Весьма характерно, что именно острова Де-Лонга почти круглогодично оказываются в окружении ледяных массивов морских льдов и соответственно под устойчивым воздействием антициклональной атмосферной циркуляции. Это обстоятельство ярко отражено в особенностях оледенения островов, несомненно, несущего все черты резкого угнетения.

ПОДЗЕМНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ (ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА И ИСКОПАЕМЫЕ ЛЬДЫ)

Грунты всех островов Советской Арктики скованы вечной мерзлотой на глубину, измеряемую сотнями метров. По данным Н. Ф. Григорьева и Н. Я. Баранова постоянная годовая температура вечной мерзлоты в пределах Новосибирских островов от -9 до -14° , а на Новой Земле от -4 до -8° . Положение нижней границы вечной мерзлоты для островов неизвестно. Во всяком случае на материке к югу от о. Новой Земли, в районе Амдермы, глубина залегания нижней границы мерзлоты составляет около 600 м ниже уровня моря.

Мощность деятельного слоя на островах обычно не более 40 см. Лишь на южном острове Новой Земли В. Д. Александровой установлено протаивание грунта на глубину 80—100 см.

Глубина протаивания находится в прямой связи с механическим составом грунтов, с экспозицией склонов, с общим обликом рельефа, с особенностями растительного покрова и пр. Например, сильным препятствием протаиванию служит моховой покров. Максимальное протаивание отмечается на галечниковых, щебнистых и песчаных грунтах. На возвышенных участках глубина протаивания обычно несколько больше, чем на низменных.

Так же как и наземное оледенение, вечная мерзлота является результатом взаимодействия климатических условий и рельефа, и раз возникнув, она оказывает прямое влияние и на то и на другое. Особенно заметно влияние вечной мерзлоты на облик рельефа. Если еще в недавнем прошлом считалось, что основной сферой этого влияния является микрорельеф (различные типы тундрового микрорельефа, солифлюкционные образования, трещиноватость грунтов и пр.), то в настоящее время многочисленными исследованиями устанавливается, что мерзлотные процессы приводят к формированию весьма разнообразного макрорельефа, на огромных пространствах. Сюда относятся различные формы грядового рельефа, озерно-холмистые ландшафты, каро- и циркообразные ниши на склонах аккумулятивных возвышенностей.

Вечная мерзлота оказывает большое влияние и на сток, имеющий прямую связь с глубиной протаивания. Формирование современной береговой линии островов на огромном ее протяжении предопределяется процессами термоабразии.

Таким образом, вечномерзлые грунты островов Советской Арктики, хотя и очень мало изученные, являются мощным фактором позднейшего геологического развития последних. Для решения кардинальных проблем палеогеографии вечная мерзлота также имеет огромное значение, если учесть, что большинство имеющихся данных о режиме, динамике, росте и деградации ее свидетельствуют против совмещения вечной мерзлоты и наземного покровного оледенения.

По-видимому, глубокое залегание нижней границы вечной мерзлоты является свидетельством отсутствия долговременного существования изолирующих от промерзания ледяных масс в этих районах.

Массы ископаемых льдов, отмечаемых внутри вечномерзлых толщ, в особенности на северо-востоке Советской Арктики, также являются своеобразной формой проявления подземного оледенения.

На архипелаге Земли Франца-Иосифа ископаемые льды встречаются весьма редко. Ледяные жилы отмечены на о. Гукера в торфянистых хорошо увлажненных мелкозернистых отложениях. Кое-где встречаются небольшие булгунихи, содержащие инвекционные льды.

На Новой Земле описаны погребенные глетчерные льды в губе Крестовой, отмеченные впоследствии и на других участках архипелага в долинах в виде отмерших и засыпанных обломочным материалом частей долинных ледников. Наряду с этим хотя и в значительно меньшей степени встречаются повторно-жильные образования. Последние известны на низменностях южного острова Новой Земли.

На Северной Земле, как и на Новой Земле, отмечены небольшие захоронения мертвых глыб глетчерных льдов и скоплений фирна, но никакие сведения о повторно-жильных льдах пока не имеется.

Особенно широко распространены ископаемые льды в рыхлых мерзлых толщах Новосибирских островов. Мощность ледяных тел достигает здесь 80 м. Первоначально (Толль, 1897) происхождение этих льдов связывалось с захоронением мертвых глыб распавшегося наземного ледникового покрова. Эта концепция подтвердилась позднее данными М. М. Ермолаева, а в последние годы — материалами О. А. Иванова. После исследований П. А. Шумского, Б. И. Тюрина, Е. С. Швецова широкое признание получила теория повторно-жильного льдообразования, сингенетического с накоплением осадков.

Вечномерзлые грунты с включенными в них ископаемыми льдами являются гораздо более сложным, гораздо более мощным и широко распространенным типом оледенения суши, чем наземное оледенение, и одновременно — несоизмеримо менее изученным и учитываемым при решении общих проблем палеогеографии.

ПОЧВЫ

В последние годы появился большой фактический материал по почвам островов арктических морей. Было установлено, что острова Советской Арктики относятся к двум почвенным зонам: арктической и тундровой.

Распределение почв определяется характером почвообразующих пород, рельефом, историей геологического развития района, а также биоклиматическими факторами.

В арктической зоне выделяются Приатлантическая, Северо-Сибирская и Дальне-Восточная провинции. К Приатлантической провинции

арктических почв относятся Земля Франца-Иосифа и север Новой Земли, к Северо-Сибирской — архипелаги Северной Земли, Норденшельда и Новосибирские острова.

Для Земли Франца-Иосифа в ее западной части характерен комплекс арктических гумусированных и малогумусовых почв. В восточной части архипелага преобладают пустынно-арктические почвы. На участках с птичьими базарами формируются «биогенные» почвы, богатые питательными веществами.

Для значительной части Северной Земли характерно развитие горных арктических структурных почв, в особенности для нижней денудационной равнины в центре о. Октябрьской Революции. Пустынно-арктические почвы типичны для низменностей островов Комсомолец и Пионер. В прибрежных низменностях островов Октябрьской Революции и Большевик развиты арктические малогумусовые и гумусированные почвы; на выходах карбонатных пород развиваются арктические карбонатные почвы. Болотные арктические почвы встречаются по окраинам ледников и снежников.

На Новосибирских островах на низменностях со слаборасчлененным рельефом развиты арктические гумусированные и малогумусовые почвы. В долинах рек в полигонально-валиковых болотах под покровом злаков и мхов формируются болотные арктические глеевые почвы. На валиках образуются тундрово-арктические полуболотные почвы без оглеения.

На возвышенностях Новосибирских островов развиты арктические структурные почвы, а на выходах карбонатов — арктические структурные карбонатные почвы.

Аллювиально-маршевые солончаковые почвы развиваются на береговых низменностях, заливаемых морем в приливы и во время нагонных ветров (кут залива Геденштрома). На разрушающихся торфяниках в некоторых долинах образуются своеобразные остаточноторфяные арктические почвы.

На островах Де-Лонга развиты арктические, в том числе структурные и болотные, почвы.

На о. Врангеля преобладают тундрово-арктические почвы.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

По характеру распределения растительных формаций на островах Советской Арктики выделяются зона арктических пустынь и зона тундр.

Зона арктических пустынь охватывает архипелаг Земли Франца-Иосифа, Северный остров Новой Земли, архипелаг Северной Земли и острова Де-Лонга и характеризуется суровыми климатическими условиями, маломощным, разорванным почвенным покровом, очень коротким вегетационным периодом. В таких условиях формируются бедная флора и разреженный растительный покров. Растительность этой зоны представлена водорослями, накипными лишайниками, мхами и незначительным числом цветковых растений.

Почва арктических пустынь содержит тонкий торфянистый горизонт, постепенно переходящий в дернину мхов и лишайников. Последние образуют сетчатый покров. Травяные растения покрывают лишь 20—30% поверхности.

По составу растительных ассоциаций и по степени их развития выделяются кустарничково-лишайниковая и травянисто-моховая полигональные пустыни.

На сухих щебнистых участках очень большую роль играют лишайники и кустарнички. Здесь широко распространены белая червеобразная тамнолия, кустистые клядонии, петрарии. Кустарнички представлены *Saxifraga oppositifolia*.

Полигональная травянисто-моховая растительность наиболее широко развита в долинах больших рек и на прибрежных равнинах островов. Среди мхов распространены: *Grimmia gracilis*, *Oncophorus wohlenbergii*, *Aulacomonium turgidum*, *Dephkladus uncinatus*. Цветковые представлены *Alopecurus alpinus*, *Deschampsia brevifolia*, *D. caespitosa*, *Stellaria edwardsii*, *Saxifraga commosa*, лишайники — *Cetraria delisei*, *Sphaerophorus globosus*.

Типичная арктическая пустыня, почти лишенная растительного покрова, характерна для внутренних частей островов и поверхностей приледниковых плато, а также для вершин и склонов моренных гряд.

На поверхности ледниковых куполов, снежников и прибрежных морских льдов расселяются колонии снежных водорослей. При массовом распространении этих водорослей снег получает разнообразную окраску. Красный снег создает водоросль *Sphaerella (Chlamydomonas) nivalis*, коричневый — скопления водоросли *Ancylonema nordenskjoeldii*, зеленый снег образуется благодаря зеленым десмидиевым водорослям.

Зона арктической тундры характеризуется тундровым типом растительности. В нее входят Южный остров Новой Земли, о. Вайгач, Новосибирские острова, о. Врангеля. Растительный покров распределяется кочками и грядами между пятнами голых грунтов и представлен альпийским лишохвостом, полярной ивой, ожикой, лютиками, камнеломкой, ясколкой. Среди злаков кроме лишохвоста в большом количестве встречаются мятлик, щучка, овсяница. Мхи представлены *Hylocomium alaskans*, *Dicranum flexicule*, *Tomenthypnum nitens*, *Drepanocladus uncinatus*, *Aula commus turgidum*. Лишайники, занимающие около 15% всей площади растительного покрова, представлены главным образом петрарией, клядонией и тамнолией. Поверхность, покрытая дерниной, составляет 40—60% всей площади зоны арктической тундры.

На различных по характеру рельефа, грунтов и экспозиции участках арктической тундры выделяются следующие растительные ассоциации: моховая, травянисто-моховая, мохово-лишайниковая, лишайниковая и кустарничковая тундры.

В моховой тундре преобладают листостебельные мхи и лишайники. Травянисто-моховая тундра характеризуется влаголюбивыми мхами и травами, среди которых преобладают пушица, осока, нардосмия и щучка. Мохово-лишайниковые тундры, распространенные по южным окраинам территории, характеризуются развитием клядоний, детрарий, полярной ивы, куропаточьей травы, щучки, арктогностиса, овсяницы, мятлика, полярного мака, камнеломки и др. Лишайниковая тундра типична для сухих, щебнистых каменистых грунтов и представлена кустистыми лишайниками и листостебельными мхами, с очень небольшой примесью травянистых растений: полярной ивы, мятлика, ожики, осоки, лютика, камнеломки. В кустарниковой тундре преобладают подушки дриады и смолевки бесстебельной, травы представлены злаками: арктогностисом, щучкой, овсяницей, а также осокой и ожикой. Среди разнотравья отмечены ясколка, крупка альпийская, щавель круглолистный, паррия, камнеломки, среди лишайников — детрарий.

Все описанные растительные ассоциации произрастают либо в кочковатой тундре на участках, защищенных от ветра, либо в полигональной тундре, свойственной участкам, открытым ветрам.

Довольно широко распространена в описываемой зоне болотная растительность, развивающаяся на плоских понижениях, в долинах наи-

более крупных рек и на маршах. Характерными представителями этих растительных ассоциаций являются пушица, дюпонтия, полярная ива, ожика, вейник. На валиках вдоль морозобойных трещин на таких участках произрастают гипновые мхи с участием сфагнов и та же дюпонтия вместе с зубровкой, многолисточковой камнеломкой, лютиком и мятликом.

Торфяной покров накапливается очень медленно. На поверхности отмерших торфяников развивается значительно более богатый растительный покров.

Необходимо отметить, что благодаря значительной расчлененности рельефа на островах Советской Арктики наблюдается и вертикальная зональность. Выделяются: пояс горной арктической тундры, пояс горной арктической пустыни и растительность скал и каменистых россыпей.

Пояс горной арктической тундры располагается на высоте от 100 до 200 м над современным уровнем моря. Здесь формируются тундры с редким, разомкнутым растительным покровом, занимающим 20—40% площади открытой поверхности. Растительные ассоциации представлены дернинками фицции, лишайником, тамнолией и накипными лишайниками на камнях. Наиболее распространенными травянистыми растениями являются ожика, лисохвост, ясколка, полярный мак, камнеломка. Изредка встречается полярная ива.

Выше 200 м располагается пояс горных арктических пустынь (снижающийся до 100 м на северо-востоке). Здесь кое-где встречаются накипные лишайники, реже мхи и единично — ожика, щучка, ясколка, лютик, камнеломка, полярный мак и крупка.

На высотах более 300 м растут лишь накипные лишайники и изредка мхи.

ЖИВОТНЫЙ МИР

Наиболее распространенными видами наземных млекопитающих в пределах островов Советской Арктики являются белый медведь (*Thalassarctos maritimus*), песец (*Alopex lagopus*), дикий северный олень (*Rangifer tarandus*) и лемминги. Далее всех в высокие широты заходит белый медведь, постоянным местопребыванием которого являются плавучие льды. Песец в поисках пищи забегает по морским льдам до 85° с. ш. Северный олень заходит на острова зимой через проливы. Небольшие группы оленей встречаются внутри о. Октябрьской Революции на архипелаге Северной Земли.

Лемминги жизнедеятельны круглый год, заселяют все наиболее хорошо дренируемые, солнечные участки. К этим же местам приурочены и места норения песца. На южные окраины некоторых архипелагов или островов, лежащих вблизи материкового побережья, забегают обыкновенная лисица, волк, россомаха.

Значительно более богато представлен мир морских млекопитающих. Гренландский тюлень (*Histiophoca groenlandica*) обитает в Баренцевом и Карском морях, атлантический подвид моржа (*Odoboenus rosmarus*) встречается в Баренцевом и Карском морях, а тихоокеанский его подвид — в Чукотском море; нерпа (*Phoca hispida*) и морской заяц (*Eriphatus barbatus*) широко распространены во всех шельфовых морях Советской Арктики. В Чукотском море в довольно значительном количестве известен гренландский кит (*Balaena mysticetus*), а иногда — синий кит (*Balaenoptera musculus*). Изредка попадаются здесь серый кит, горбач, финвал и малый полосатик.

Вдоль всего Сибирского побережья от Новой Земли до Берингова пролива постоянно встречаются большие стада белухи (*Delphinapterus*

leucas) или зубатого кита — дельфина. Весьма редок, но известен во всех морях нарвал (*Monodon monoceras*).

В Беринговом, Карском и Чукотском морях известен также хищный дельфин — касатка (*Orca gladiator*).

Пищей для этих животных служат разнообразные рыбы. Последние представлены следующими видами: сайка (*Boreogatus saida*), треска (*Gadus morrhua*), четырехрогий бычок, полярная камбала, навага (*Eleginus navaga*). Вблизи побережий островов весьма распространенным видом является голец (*Salvelinus alpinus*), муксун (*Coregonus muksun*). В Баренцевом море водятся пикша (*Melanogrammus aeglefinus*), сельдь (*Clupeidae*), палтус (*Heppoglossus hippoglossus*).

Наиболее богатый планктон наблюдается в Баренцевом море, где его основную массу составляют ракообразные, раковинчатые инфузории и мелкие гидромедузы.

Бентосные виды животных представлены холодолюбивыми иглокожими (морские звезды, морские лилии, офиуры), моллюсками, морскими тараканами, многощетинковыми червями, мшанками, губками, восьмилучевыми коралловыми полипами.

Побережья островов богаты птицами, гнездящимися на скалах, где возникают огромные колонии — птичьи базары. Здесь обитают чистики, кайры, моевки, люрики, топорки, белые чайки. На низменных островах гнездится гага обыкновенная, а на озерах внутри островов можно встретить разных уток, гусей, краснозобых гагар, хищного поморника, морского песчаника. В тундре широко распространены пуночки, тундровая куропатка и полярная сова.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОСТРОВОВ СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ

Скрытая под водами Северного Ледовитого океана часть земной коры, в пределах которой расположены острова Советской Арктики, имеет весьма сложное геологическое строение. О характере этой территории мы можем судить по наблюдениям на этих относительно небольших участках суши, окруженных обширными водными пространствами, а также по материалам, полученным в результате морских геофизических и геологических работ, проводившихся здесь в последние годы.

В пределах рассматриваемой области расположены как самостоятельные, присущие только ей геологические структуры, так и структуры, тесно связанные с прилегающими с юга к Северному Ледовитому океану Евразийским континентом. Согласно последним материалам здесь выделяется ряд крупных геологических структур платформенного типа, а также несколько различных по своему возрасту складчатых систем.

Область, охватываемая северными частями Баренцева и Карского морей, выделяется как обширная Баренцево-Карская платформа с мезозойско-кайнозойским чехлом. В пределах этой области расположены Земля Франца-Иосифа и о. Виктория, а также ряд мелких островов Карского моря — о. Визе, о. Уединения, о. Ушакова и др.

В геологическом строении архипелага Земли Франца-Иосифа главная роль принадлежит отложениям мезозойско-кайнозойского возраста. Верхнепалеозойские отложения пользуются ограниченным распространением.

Косвенные данные говорят о наличии в пределах архипелага угленосных отложений каменноугольной системы, а на о. Виктория можно предполагать присутствие карбонатных пород среднего карбона.

Широко развиты мезозойские отложения относятся к триасовой, юрской и меловой системам. Отложения триасовой системы представлены только верхним отделом, в составе которого установлены морские осадки карнийского яруса и перекрывающая их толща континентальных отложений норийского и рэтского ярусов. Эта толща по литологическим признакам разделяется на две свиты — вильчековскую и васильевскую.

Более полным является разрез отложений юрской системы, который начинается континентальными отложениями лейаса, выделяемыми в тететгофскую свиту. Выше следуют морские средне- и верхнеюрские осадки, охарактеризованные фауной, позволяющей выделить ааленский и батский, а также келловейский, оксфордский, кимериджский и волжский ярусы.

Образованию отложений меловой системы предшествовал глубокий размыв, происходивший в конце юрской и начале меловой эпох. В раннем мелу формировалась мощная осадочно-эффузивная толща, породы которой на островах Земли Франца-Иосифа имеют широкое

распространение. В основании этой толщи залегают терригенные слои валанжин-готеривского возраста, перекрывающиеся толщей в основном вулканогенных пород, в составе которой выделяются две свиты: нижняя — бухты Тихой (готерив — апт) и верхняя — Солсбери (апт — альб?). Верхний отдел меловой системы представлен нижнесеноманскими прибрежно-морскими осадками. Косвенные данные указывают на присутствие отложений датского яруса.

К кайнозойской группе относятся образования палеогеновой (эоцен) и неогеновой (миоцен) систем, а также осадки четвертичного времени. В составе последних выделяются следующие генетически различные отложения: ледниковые, связанные со сплошным плейстоценовым оледенением, позднплейстоценовые и голоценовые морских террас, ледниковые и водно-ледниковые современных ледников, а также однообразные им — новейшие проточно-озерные, делювиальные, делювиально-пролювиальные, элювиальные и эоловые образования.

Большую роль в геологическом строении играют нижнемеловые основные эффузивные породы, представленные преимущественно базальтами и их туфами, а также пластовые и секущие интрузии долеритов мезозойского возраста.

Земля Франца-Иосифа характеризуется развитием пологих структур, типичных для платформенных областей. Широкое распространение имеют разрывные нарушения различных направлений, определяющие мозаичное, блоковое строение архипелага.

Достаточно простое геологическое строение имеют расположенные к востоку от Земли Франца-Иосифа мелкие острова Карского моря. На одном из островов Известий ЦИК — о. Тройном — установлены метаморфические породы верхнего протерозоя. Здесь, а также на о. Пологом встречены песчаные породы условно верхнепалеозойского возраста.

Более широкое распространение имеют нижнемеловые отложения, они обнаружены на островах Визе, Арктического Института, Ушакова, Сергея Кирова и Уединения. Повсеместно развиты верхнечетвертичные и современные отложения. Присутствие основных изверженных пород — диабазов установлено среди проблематических палеозойских образований на островах Известий ЦИК.

Тектоника островов характеризуется интенсивной дислоцированностью отложений протерозоя. Палеозойские породы имеют почти горизонтальное залегание. Наблюдающиеся в отдельных пунктах довольно крутые углы падения нижнемеловых отложений связаны, по-видимому, с вертикальными подвижками отдельных блоков.

Южнее Баренцево-Карской платформы отделенная от нее зоной каледонид Норвегии и Баренцева моря располагается Печорская глыба, входящая в состав Русской платформы (с неравномерно развитым мезозойско-кайнозойским чехлом). Северная часть Печорской глыбы скрыта под водами Баренцева моря, в прибрежной зоне которого располагается о. Колгуев, целиком сложенный различными по составу и происхождению четвертичными отложениями.

К востоку от Печорской глыбы узкой полосой протягивается герцинская Урало-Новоземельская складчатая область.

На Новой Земле и Вайгаче развиты главным образом палеозойские и четвертичные отложения. Косвенные данные указывают на присутствие осадков средне-позднеюрского и раннемелового возраста, но в коренном залегании они нигде не были установлены. На Новой Земле обнаружены также предположительно неогеновые отложения, представленные фаунистически неохарактеризованными конгломератами и брекчиями.

Палеозойская толща сложена осадочными, частично вулканогенными образованиями от среднекембрийского до верхнепермского возраста включительно. В ней выделены все системы палеозойской группы, в свою очередь расчлененные на отделы. Во многих местах подразделение доведено до ярусов, иногда до биостратиграфических горизонтов.

Магматические породы имеют довольно широкое распространение. Это преимущественно sill и покровы основных пород, а также небольшие по мощности дайки. Реже наблюдаются пирокластические образования того же состава. Установлены также интрузивные породы гранитоидного и гипербазитового состава, слагающие небольшие массивы и мелкие тела. Извержения основной магмы происходили в нижнем палеозое, силуре и наиболее интенсивно в начале девона. Интрузивная деятельность, с которой связано образование пород гранитоидного состава, протекала в три этапа — в среднем девоне, в конце перми — начале триаса и в конце триаса — начале юры.

Структуры Новой Земли и Вайгача входят в состав Урало-Новоземельской складчатой области позднегерцинского возраста. Главными структурами Новой Земли и Вайгача являются Северный и Южный Новоземельский антиклинории и Кармакульский синклинорий. Они осложнены многочисленными складками и разрывными нарушениями. В геосинклинальную стадию развития (от среднего кембрия до триаса включительно) сформировались каледонский и герцинский структурные этажи.

Постгеосинклинальная стадия характеризуется блоковыми движениями по многочисленным разломам, в том числе по разрывам, ориентированным под большими углами к простиранию складчатых структур.

С герцинской Урало-Новоземельской складчатой областью на востоке граничит Западно-Сибирская платформенная область с преимущественно развитым мезозойско-кайнозойским чехлом, к северной части которой, скрытой под водами Карского моря, приурочено несколько прибрежных островов — Белый, Вилькицкого, Сибирикова. Геологическое строение этих островов несложно — здесь развиты исключительно верхнечетвертичные и современные отложения.

Большая часть архипелага Северная Земля, а также многочисленные острова Таймырского мелководья — шхеры Минина, архипелаг Норденшельда и др. расположены в пределах позднегерцинской Таймыро-Североземельской складчатой системы, граничащей на западе с Западно-Сибирской и Баренцево-Карской платформами. Лишь самая крайняя северо-западная часть архипелага Северная Земля приурочена к узкой зоне каледонской складчатости, намечающейся как восточное обрамление Баренцево-Карской платформы.

В геологическом строении этих островов значительная роль принадлежит различным по своему составу и происхождению породам докембрия, среди которых выделяются архейские, а также протерозойские образования. Они развиты главным образом на островах Таймырского мелководья и на двух наиболее крупных островах архипелага Северная Земля — о. Большевик и о. Октябрьская Революция.

Палеозойские отложения развиты в северной части архипелага Северная Земля — островах Комсомолец, Пионер и частично Октябрьская Революция. Среди них выделяются осадки кембрийской, ордовикской, силурийской и девонской систем. На островах Таймырского мелководья установлены верхнесилурийские отложения на о. Андрея и пермские — на о. Диксон.

Отложения мезозойской группы пользуются ограниченным распространением. На Северной Земле обнаружены триасовые, юрские и меловые осадки, а на одном из островов Таймырского мелководья (о. Расторгуева) — породы верхнего мела. Широко распространены отложения кайнозойского времени, среди которых выделяются осадки палеогена на о. Комсомолец, а также различные по возрасту и генезису отложения четвертичной системы.

Магматические образования кислого и основного состава на Северной Земле, согласно Б. Х. Егiazарову, относятся к трем циклам: нижнепротерозойскому — интрузии метаморфических диабазов, массивы гранитов и гранодиорит-порфиров, а также покровы кислых и основных эффузивов; каледонскому — кислые эффузивные и интрузивные породы (кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, различные типы гранитоидов) и герцинскому — интрузии оливиновых габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, альбитизированных граносиенитов и сиенитов.

На островах Таймырского мелководья Ю. Е. Погребницкий отметил присутствие магматических образований пермско-триасового магматического комплекса, представленного формациями субщелочных гранитоидов, траппов и сиенитов, а также условно относимой к этому комплексу формацией мусковитизированных гранитоидов.

В тектоническом отношении Северная Земля представляет собой сложное складчатое сооружение, в строении которого участвуют различные по форме и степени дислоцированности разновозрастные структурные зоны. Наиболее древняя докембрийская складчатая зона характеризуется наличием серии крутых линейных складок. Она охватывает всю восточную часть архипелага, образуя здесь огромную дугу, обращенную своей выпуклой стороной к юго-востоку. Западнее располагается зона каледонской линейной складчатости геосинклинального типа с унаследованным с докембрия простираемением структур.

В северо-западной части архипелага располагается область развития пологих складок промежуточного типа, сформировавшихся в последнедевонское время в условиях краевого прогиба Карской платформы. Геологические структуры островов Таймырского мелководья приурочены также к наиболее древней докембрийской складчатой зоне и характеризуются резко выраженной крутой линейной складчатостью.

В пределах Предтаймырского передового прогиба, окаймляющего с востока и юга Таймыро-Североземельскую герцинскую складчатую систему, располагается небольшая группа островов моря Лаптевых (острова Большой и Малый Бегичев и Преображения). Сложены эти острова верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями, а также различными по возрасту и происхождению осадками четвертичного времени. Приуроченность островов к крупной брахиантиклинальной складке юго-восточного простираения определяет характер их тектонического строения — моноклинальное падение слоев под углами 10—15°, осложненное в отдельных местах мелкой волнистостью и небольшими по амплитуде разрывными нарушениями.

К востоку от Таймыро-Североземельской складчатой системы между двумя крупными мезозойско-кайнозойскими парагеосинклинальными впадинами — моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря — располагается северная ветвь Новосибирско-Чукотской мезозойской складчатой зоны, в пределах которой находится большая часть архипелага Новосибирских островов.

В геологическом строении Новосибирских островов принимают участие протерозойские и палеозойские образования. Среди последних выделяются отложения кембрийской, ордовикской, силурийской,

девонской и каменноугольной систем. Кроме того, широкое распространение имеют породы мезозойского возраста: морские осадки всех трех отделов триасовой системы; морские и угленосные отложения нижнего мела, а также нерасчлененные вулканогенные образования мелового возраста. Косвенные данные указывают на присутствие юрских отложений. На отдельных участках установлены осадки, возраст которых определяется в диапазоне поздний мел — эоцен.

Отложения кайнозойской группы имеют весьма широкое распространение. Среди них выделяются осадки олигоцена, неогена, а также разнообразные по происхождению верхнечетвертичные и современные отложения.

Магматические образования Новосибирских островов относятся к четырем магматическим циклам — позднепротерозойскому (?), палеозойскому, мезозойскому и позднемезозойскому — раннекайнозойскому.

Породы первых двух циклов пользуются ограниченным распространением; к позднепротерозойскому циклу относятся шаровые лавы вариолитов острова Большого Ляховского, а к палеозойскому — диабазы и габбро-диабазы островов Бельковского и Котельного. Наиболее широко распространены изверженные породы, образование которых связано с мезозойским магматическим циклом. К этому циклу относятся интрузивные образования ультраосновного (перидотиты и пироксениты), основного (долериты) и кислого состава — различного типа гранитоиды (гранодиориты, доломиты, граниты и более молодые биотитовые граниты). Среди эффузивных пород данного цикла выделяются: нижнемеловые эффузивы среднего состава (диабазовые и авитовые порфириты, ниже-верхнемеловые базальты) и щелочные базальтоиды.

К позднемезозойскому — раннекайнозойскому магматическому циклу относятся кислые эффузивы — липариты и их туфы.

Тектоническое строение архипелага неоднородно. Д. С. Сороков, Д. А. Вольнов и В. Н. Войцеховский выделяют здесь охватывающую всю западную часть архипелага Ляховскую нижнемеловую складчатую зону. К востоку от нее располагается Новосибирская послераннемеловая внутренняя впадина, в свою очередь граничащая на северо-востоке с областью слабых дислокаций островов Беннетта, Жохова, Вилькицкого. Еще восточнее обособленно расположенные острова Генриетты и Жаннетты относятся уже к другой, также раннемеловой Генриеттской складчатой зоне.

К той же Новосибирско-Чукотской мезозойской складчатой зоне приурочены острова Врангеля и Геральд, расположенные на границе между Восточно-Сибирским и Чукотским морями.

На о. Врангеля наиболее древними являются верхнедевонские — нижнекаменноугольные терригенные отложения, объединенные в свиту берри, на которых согласно залегает мощная толща карбонатно-сланцевых пород нижнего карбона. Отложения мезозойского времени представлены терригенной толщей раннетриасового возраста. Широко распространены средне- и верхнечетвертичные, а также современные отложения. На о. Геральд установлено присутствие верхнедевонских — нижнекаменноугольных терригенных отложений — аналогов свиты берри о. Врангеля — и четвертичных образований.

Изверженные породы на о. Врангеля довольно разнообразны, но роль их в геологическом строении района невелика. Наиболее широко представлены интрузивные образования, среди которых выделяются: формация базитов (различного рода амфиболиты) и формация плагиогранитов, гранит-порфиров и сиенитов. Кроме того, отмечено при-

сутствие субвулканических и эффузивных образований — кварцевых порфиров и фельзитов.

Возраст всех этих магматических пород — верхнепалеозойский.

Небольшой о. Геральд сложен главным образом изверженными породами того же возраста, граносиенитами и сиенитами, относящимися к формации плагиогранитов, гранит-порфиров и сиенитов.

Тектоническое строение о. Врангеля определяется его положением в краевой части Новосибирско-Чукотской складчатой зоны на границе с Северогиперборейской глыбой платформенного типа — с преобладанием нисходящих движений в мезозое и кайнозое. В общем виде структура острова представляет собой асимметричный, опрокинутый на север антиклинорий. Здесь выделяются следующие самостоятельные тектонические элементы: срединное поднятие, южный синклинальный прогиб и ряд крупных и мелких наложенных мульд, расположенных главным образом в северной части острова.

Основные складчатые структуры острова сформировались в средне-позднекаменноугольное время. Более позднее мезо-кайнозойское складкообразование, интенсивно проявившееся в расположенных южнее центральных частях Новосибирско-Чукотской складчатой зоны, имеет наложенный и более спокойный характер.

**ОСТРОВА БАРЕНЦЕВА МОРЯ
ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА И ОСТРОВ ВИКТОРИЯ**

Земля Франца-Иосифа и рассматриваемый здесь также о. Виктория располагаются на северо-востоке Баренцева моря между $79^{\circ} 50'$ и $81^{\circ} 50'$ с. ш. и 24° и 66° в. д.

Крупнейшие (субмеридиональные) проливы архипелага Британский канал и Австрийский пролив делят его на три группы островов: Западную (Земля Александры, Земля Георга, Нортбрук и др.), Центральную (острова Рудольфа, Джексона, Солсбери, Гукера, Галля и др.) и Восточную (Земля Вильчека, о. Грэм-Белл и др.).

Архипелаг состоит из более чем 150 островов, растянувшихся на 360 км по долготе. При этом только Земля Георга, Земля Вильчека, Грэм-Белл и Земля Александры имеют площади, превышающие 1000 км^2 . Из числа остальных островов 22 имеют площади более 100 км^2 , 23 от 10 до 100 км^2 , а остальные обладают площадью менее 10 км^2 каждый.

Очень небольшую площадь (около 12 км^2) занимает также о. Виктория, свободная ото льда часть которого измеряется всего лишь несколькими гектарами (мыс Книповича).

Рельеф Земли Франца-Иосифа отличается значительной расчлененностью и представлен, как правило, типичными плато высотой от 50—100 до 500—600 м. Наибольшие отметки (от 500 до 620 м) приурочены к нунатакам и куполам островов южной половины Центральной и Восточной групп, из которых наиболее высокие располагаются на островах Винер-Нейштадт (рис. 1), Земля Вильчека, Мак-Клинтока, Грэм-Белл, Чамп и Галля. Остальные острова имеют высоту менее 500 м. Значительный отпечаток на рельеф архипелага наложили гляциально-нивационные процессы, которыми созданы многочисленные цирки и короткие, но глубоко врезанные трог, ныне полупогребенные под покровными льдами, а местами затопленные морем.

Наиболее крупные участки низменной суши, свободной ото льда, измеряемые сотнями квадратных километров, приурочены к крайним западным и восточным островам архипелага. В целом же для всего архипелага более обычны многочисленные, очень незначительные по площади (единицы и десятки квадратных километров) мысы и нунатаки, представляющие собой, как правило, останцы базальтовых или долеритовых плато.

Около 85% площади архипелага занято ледниками. Оледенение на большинстве островов относится к полупокровному типу и является в соответствии с подстилающим коренным рельефом двухъярусным. Это наиболее характерно для приосевой части архипелага, в то время как на крайних восточных и западных островах преобладают ледники лишь верхнего яруса.

Флювиальные процессы на Земле Франца-Иосифа находятся на самой ранней стадии своего развития, когда линейный сток как таковой только еще зарождается.

Большинство водных потоков, известных на свободных ото льда участках суши (острова Земля Александры, Земля Георга), имеет в основном ледниковое питание. Это типично зандровые по своей природе ручьи, водосборы которых ежегодно заново формируются на ледниковых покровах. На поверхности суши они прокладывают очень слабо врезанные, ветвящиеся, часто перемежающиеся и бифуркирующие русла.

На развитие растительного покрова и почвообразования на архипелаге весьма неблагоприятно сказывается очень холодное и короткое лето, а также постоянное разрушение и заиливание почвогрунтов снежными и особенно зандровыми потоками. Кроме того, на некоторых островах развитие растительности тормозится интенсивным развеиванием (о. Грэм-Белл). Все это обуславливает сильную разреженность



Рис. 1. Мыс Тироль на о. Винер-Нейштадт — типичный пример двухъярусного строения свободных ото льда участков суши. Фото В. К. Разина

почвенно-растительного покрова, приуроченного лишь к отдельным сравнительно благоприятным в этом отношении участкам, где обычно формируются скелетные почвы — на щебнисто-суглинистых грунтах.

СТРАТИГРАФИЯ

Острова Земли Франца-Иосифа сложены осадочными и вулканогенными, преимущественно мезозойскими, отложениями. Они представлены морскими осадками карнийского возраста, существенно континентальной угленосной толщей, относимой к норийскому и рэтскому ярусам и нижнему лейасу, средне-верхнеюрскими отложениями, расчленяемыми на ряд ярусов и подъярусов, осадочно-эффузивной толщей нижнего мела и, наконец, морскими отложениями сеноманского яруса. Кроме того, на архипелаге известны следы развития предположительно нижнекаменноугольных угленосных, прибрежно-морских плиоценовых(?) и четвертичных отложений.

Остров Виктория сложен среднекаменноугольными известняками и доломитами.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Каменноугольная система

Нижний отдел

У подножия мыса Вашингтон (о. Циглера) В. К. Разин в 1957 г. подобрал из осыпи кусок необычного для архипелага полосчатого угля (чередование витрена и фюзена), вероятно, выпавший из пласта, приуроченного к подстилающим базальты песчаным отложениям.

Спорово-пыльцевой анализ угля, произведенный в 1962 г. А. Ф. Дибнер, показал обилие хорошо сохранившихся спор *Azonomonoletes* Lub. (38%) и *Zonotriletes* Waltz. (35%), которые представлены в основном видами: *Azonomonoletes vulgaris* (Ibr.) Lub., *A. minutus* (Ibr.) Lub., *Zonotriletes aquosus* Isch., *Hymenozonotriletes heterotomus* (Waltz.), *H. bialatus* (Waltz.), *Euryzonotriletes fragilis* Isch., *E. pressus* Isch., *E. crassipteris* (Waltz.). Кроме того, выявлены споры подгруппы: *Leiotriletes* Naum. — 13%, (*L. vetustus* Isch. и др.), *Trachytriletes* Naum. — 4,5% (*T. punctulatus* Waltz. и др.), *Acanthotriletes* Naum. — 3,0%, *Dictyotriletes* Naum. — 1,0%, *Perepolecotriletes* Naum. — 0,5%. Пыльца (5%), обнаруженная в этом образце, относится к подгруппе *Entylissa* Naum.

Другая подобная находка была сделана на год ранее (в 1956 г.) на противоположном (юго-восточном) краю архипелага среди развалин базы американской экспедиции Уэльмена на мысе Тегетхофф (о. Галля). Там В. Д. Дибнером был найден крупный (15×10×50 см) штуф блестящего тонкополосчатого угля. Учитывая, что среди развалин нигде не встречены остатки угольного шлама и что во время зимовки экспедиция Уэльмена отапливалась плавником, можно предполагать, что упомянутый штуф угля был подобран кем-либо из сотрудников этой экспедиции в окрестностях базы в качестве геологического образца. Главным аргументом в пользу этого предположения является петрографическое сходство и идентичность спорово-пыльцевых комплексов обоих образцов.

Петрографическое исследование этих углей, произведенные Н. М. Крыловой (1963 г.), показали, что по своим текстурным особенностям и составу углеобразующих компонентов (чередование тонких полос витрена со слоями, обогащенными глинистым материалом и фюзеном) они очень похожи на карбоновые угли Подмосковского бассейна. По петрографическим признакам и показателю преломления витрена Н. М. Крылова отнесла этот уголь к газовым. Спорово-пыльцевой спектр, по данным А. Ф. Дибнер, близок к таковому из образца с мыса Вашингтон). Здесь также преобладают споры *Azonomonoletes* Lub. (48%) и *Zonotriletes* Waltz. (31%), которые представлены в основном видами: *Azonomonoletes vulgaris* (Ibr.) Lub., *Zonotriletes aquosus* Isch., *Euryzonotriletes crassipteris* (Waltz.), *E. fragilis* Isch., *E. modicus* Isch. Споры других таксонов находятся в следующих соотношениях: подгруппа *Trachytriletes* Naum. — 13% (*T. punctulatus* Waltz.), *Leiotriletes* Naum. — 3%, *Dictyotriletes* Naum. — 1%. Пыльца составляет 4% и относится к подгруппе *Entylissa* Naum.

Состав обоих спорово-пыльцевых спектров указывает, по заключению А. Ф. Дибнер и других палинологов*, на нижнекарбоновый, скорее всего визейский, возраст.

В свете уже сказанного следует вернуться к старым данным, относящимся к самым первым геологическим исследованиям на Земле Франца-Иосифа. Так, в районе южной оконечности о. Земля Георга — на скалах Кука (Tweep Rocks) — на высоте около 100 м над уровнем моря участник английской экспедиции Джексона ботаник Фишер обнаружил пачку падающих очень полого (2°) на ССВ «пестроцветных песков и рыхлых сланцев, в основании которых залегал пласт угля видимой мощностью до 2 футов» (Kettlitz, 1898). Этот уголь горел в печке ярким пламенем и в отличие от лигнитизированной древесины, характерной для более молодых слоев, состоял из «раздробленного и спрес-

* Образец угля с мыса Тегетхофф изучался также палинологами Е. М. Андреевой и Е. К. Вандерфлит.

сованного растительного материала». Микроскопические исследования (Kettlitz, 1898) также показали, что уголь местами состоит из микро- и макроспор, сходных с таковыми в споровых углях, весьма обычных в продуктивной толще карбона Британских островов, возраст которой определяется там, как известно, в интервале нижний карбон — нижняя пермь. Нетрудно также видеть, что эти приводимые Кетлицем общие показатели вполне отвечают полосчатым споровым газовым углям из наших сборов. У подножия скал Кука, ниже вышеупомянутых пестроцветных угленосных отложений, Р. Кетлиц (1898 г.) обнаружил развал плиток листоватых битуминозных горючих сланцев, содержащих неопределимые отпечатки растений, а также чешую рыб (?). Все эти слои Е. Ньютон и Д. Тилл (1898 г.) условно отнесли к пермским, однако в свете изложенных данных можно предполагать, что уже их верхняя часть, содержащая угли, относится к среднему карбону. Подобные же угли были привезены экспедицией Джексона из местной морены, развитой у подножия мыса Рихтгофена на о. Луиджи (Ньютон и Тилл, 1897 г.). Наконец, здесь же следует сказать, что М. М. Ермолаевым в 1935 г. (во время высокоширотной экспедиции на «Садко») к юго-востоку от о. Земля Вильчека со дна моря были подняты глыбы известняков и углей — и те и другие «палеозойского», по его мнению, облика (устное сообщение). Не исключено, что эти и «рихтгофенские» обломки углей имеют также нижнекарбонный возраст.

Средний отдел

Современные береговые валы на мысе Книповича (о. Виктория) сложены однообразной по составу галькой карбонатных пород, которые М. В. Кленова (1960) считает возникшими в результате местного перемыва*. Среди последних преобладают доломиты, доломитизированные и органогенные известняки, основная масса которых сложена крупнокристаллическим кальцитом с рассеянными зернами обломочного кварца. Здесь же наблюдается обильная фауна фузулинов, среди которых А. Д. Миклухо-Маклай определил: *Profusulinella prisca* (Deprat), *Pseudostaffella* cf. *gorskyi* (Dutk), *Tuberitina* aff. *collosa* Reitl., *Textularia* sp., *Globivalvulina* sp., *Schubertella* sp. По его заключению, этот комплекс указывает в целом на средний карбон, причем первые две формы (*Profusulinella prisca* и *Pseudostaffella* cf. *gorskyi*) позволяют относить карбонатные породы мыса Книповича к верейскому и каширскому горизонтам или башкирскому подъярису, согласно схеме, принятой для Восточно-Европейской платформы.

Следует отметить, что и внутри самого архипелага Земля Франца-Иосифа на разных его островах в верхнетриасовых — нижнелейасовых внутрiformационных конгломератах известны гальки скрытокристаллических пелитоморфных известняков, в основной массе которых встречаются многочисленные остатки фораминифер, инкрустированных мелкозернистым кальцитом. Отсюда из образцов, собранных на мысе Хефера (о. Земля Вильчека), М. Ф. Соловьева определила: *Paraturamina* sp., *Tuberitina collosa* Reitl., *Glomospira* sp., *Tolypamina* sp., *Ammoverbella* aff. *vaga* Reitl., *Globivalvulina* sp., *Tetrataxis* sp. и *Globivalvulina* sp., а также примитивные мелкие формы точнее неопределимых *Shubertella* sp. и единичные формы крупных, но также примитивных фузулинов из подсемейства *Fusulinae* Moell. Шубертеллы и фузули-

* В настоящее время это не вызывает никаких сомнений в связи с вытравившими из-под ледяного купола мелкими коренными выходами этих пород (устное сообщение Л. С. Говорухи).

ниды, а также *Tolypammina* и *Ammovertella*, как и присутствие следов многочисленных водорослей, указывают, по заключению М. Ф. Соловьевой, на средний карбон. Таким образом, не исключена разновозрастность этих пород и верейско-каширских известняков о. Виктория.

Известняки и доломиты о. Виктория, вероятно, соответствуют отдельным прослоям аналогичных пород, обычным в «нижней гипсоносной серии» Западного Шпицбергена (район Билле-фиорда), верхняя часть которой, как считают Форбс и др. (1958), охарактеризована там заведомо посленаюрскими брахиоподами *Choristites* sp. Эта серия залегает на угленосных «биллефиордских» песчаниках кульма, относимых по флоре и палинологическим данным к турне — нижнему намюру включительно (Плэйфорд, 1962 г.) и, таким образом, вполне сопоставимым с проблематичными отложениями Земли Франца-Иосифа, содержащими пласты углей с нижекарбонowymi (визейскими?) спорами.

Триасовая система

Верхний отдел

Эти отложения представлены морскими слоями карнийского яруса и перекрывающими их существенно континентальными осадками, образующими литологически единую верхнетриасово-нижнеюрскую толщу. В пределах триаса в этой толще мы выделяем вильчековскую и васильевскую свиты, относимые по совокупности палеонтологических и иных данных соответственно к норийскому и нерасчлененным норийскому и рэтскому ярусам.

Карнийский ярус

На мысе Ганза (о. Земля Вильчека) в основании разреза залегает пачка сланцеватых алевролитов с прослоями алевролитистых, пелито-морфных и органогенных известняков видимой мощностью около 20 м, которые выведены здесь на дневную поверхность, вероятно, в связи с блоковыми движениями и процессами диапиризма (рис. 2). В этих породах, а также в переполняющих их пиритизированных известняковых конкрециях обнаружена богатая фауна аммоноидей и пелеципод. Отсюда Ю. Н. Попов (1958, 1960) определил аммонит *Cyrtopleurites* aff. *strabonis* Mojs. Для зоны *Trachyceras aonoides* нижнего подъяруса карнийских слоев Альп *C. strabonis* является руководящим. Из упомянутого же обнажения Ю. Н. Поповым описаны два новых вида аммонитов — *Hauerites ganzae* Popow (ex MS) и *Sirenites piroshnikovi* Popow (ex MS), а также определены пелециподы: *Palaeonello* cf. *tobieseni* Bohm, *Nucula* cf. *strigillata* Goldf., *Halobia* cf. *zitteli* Lindstr. и *Cardinia* cf. *ovula* Kittl. — бореальные формы, общие с таковыми же из карнийского и ладинского ярусов Земли Элсмira и о. Медвежьего. Охарактеризованные выше отложения Ю. Н. Попов относит к нижнему подъярису карнийского яруса. Из этих же слоев В. А. Басовым определены фораминиферы, среди которых им обнаружены формы, характерные для морских карнийских и лейасовых отложений в районе Хатангского залива: *Dentalina gladioides* var. *gladipides* Gerke, *D. ex gr. tenuistrata* Terq., *Nodosaria* aff. *mitis* (Terq. et Berth.), *Neogeinitzina* ex gr. *alaskensis* (Тарпан) и др. Отсюда же О. М. Лев определила остракоду *Ogmokoncha acuta* (?) Gerke et Lev, известную в карнийских и лейасовых отложениях Нордвикского района. Таким образом, приведенная микрофауна представляет большой интерес в качестве первого эталонного комплекса для карнийских отложений Земли Франца-Иосифа.

Из органогенных известняков, слагающих основание разреза карнийских отложений мыса Ганза, М. А. Седовой удалось выделить палинологический комплекс, в котором преобладают споры папоротникообразных (74%). Среди них доминирующая роль принадлежит спорам из

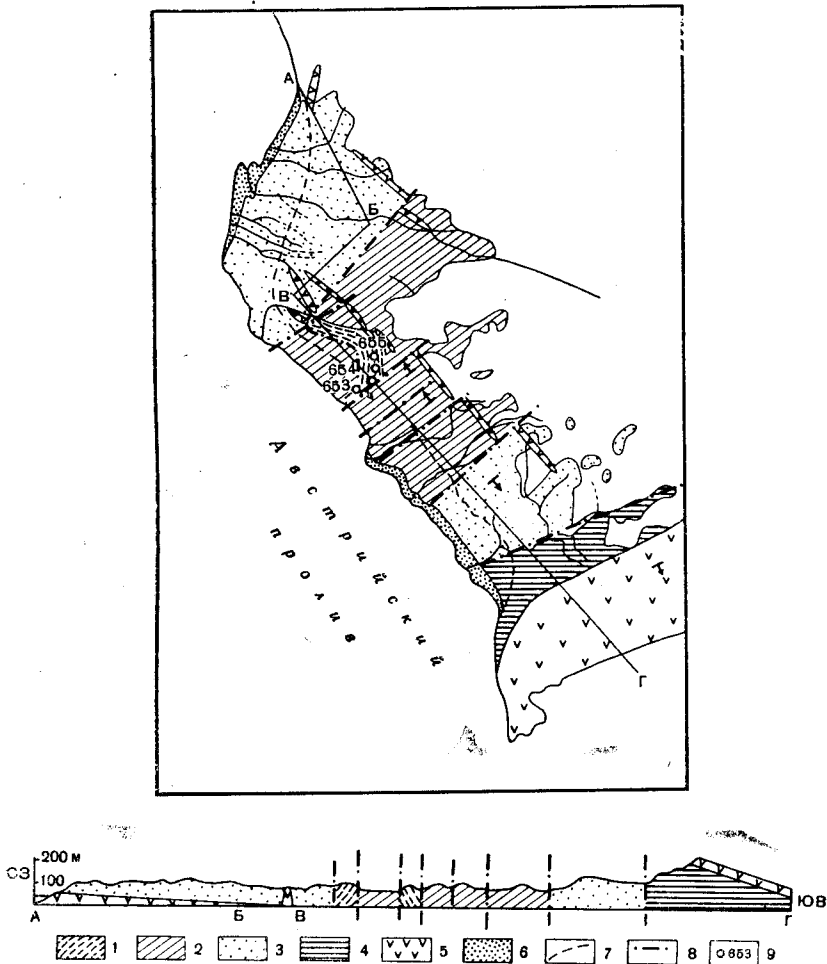


Рис. 2. Схематическая геологическая карта мыса Ганза

1 — карнийские отложения; 2 — отложения вильчековской свиты; 3 — отложения васильевской свиты; 4 — отложения кимериджского яруса; 5 — пластовая интрузия долеритов; 6 — морские четвертичные отложения; 7 — тыловой шов 15-метровой абразионной террасы; 8 — линии разломов; 9 — точки наблюдений

морфологических групп *Leiotriletes* (*L. gleichenites* Sed. и др.) и *Phylothecites* (*Euryzonotriletes microdiscus* K.-M., *Stenozonotriletes microdiscus* K.-M. и др.). Им сопутствуют единичные *Hymenozonotriletes politus* K.-M. и *Azonotriletes intertextus* Naum. var. *triassica* K.-M., а также *Selaginella*, *Cibotium*, *Matonia triassica* K.-M., *Osmundaceae*, *Marattiaceae*. Пыльцевой спектр (25%) представлен *Ginkgoales*, *Benettitales*, а также единичными *Coniferae*, *Araucariaceae*, *Podozamites* и древними *Pinaceae*.

Близкий по составу спорово-пыльцевой комплекс был извлечен Н. А. Первунинской из нептунической дайки (диапир?), отпрепарированной в виде гребнеобразного останца пелитоморфных известняков

среди вмещающих его песков на севере о. Грезм-Белл. Эти пески содержат споры и пыльцу более молодого (рэтского?) комплекса. В связи с этим обстоятельством выход пелитоморфных известняков, выступающих среди песков в виде секущего тела, может иметь диапировую природу. В спорово-пыльцевом комплексе, обнаруженном в известняках, преобладают представители *Matoniaceae* (52%), которые в значительно меньших количествах (14%) известны в низах норийско-рэтских отложений мыса Ганза и лишь в единичных формах (1—3%) встречаются в более молодых отложениях. Исходя из этой тенденции уменьшения содержания спор *Matoniaceae* вверх по разрезу, а также принимая во внимание, что по данным Э. Н. Кара-Мурза (1958 г.) эти папоротники на Восточном Таймыре характерны преимущественно для верхнего триаса, можно предположить, что наличие их в известняках о. Грезм-Белл в количестве 52% указывает на принадлежность последних к карнийским отложениям. В пользу этого предположения говорит и весь остальной состав спорово-пыльцевого комплекса пелитоморфных известняков, в котором присутствуют архаические — пермо-триасовые — формы спор (*Lycopodiaceae* с плотной оторочкой и др.) и пыльцы (*Protopinus striatus* К.-М.).

Еще один выход карнийских, а возможно, и более древних триасовых отложений возможен на о. Рудольфа, где между мысами Аук и Столбовым в начале нашего века участниками экспедиции герцога Адебруцкого была найдена раковина доааленской (по современным схемам) пеллециподы, определенной Пароном, как *Megelodon* (Spezia, 1903).

Норийский и рэтский ярусы

В конце прошлого века Р. Кетлицем (Kettlitz, 1898) и Ф. Нансеном (Nansen, 1900) на мысах Стивена (о. Земля Георга) и Флора (о. Нортбрук) были установлены выходы континентальных отложений с плохими отпечатками листьев, подстилающих фаунистически охарактеризованный аален*. При этом из коллекции, привезенной Р. Кетлицем из слоев, слагающих основание мыса Стивен, А. Натгорст (Nathorst, 1900) определил отпечатки *Pterophyllum* триасового типа. По наличию последних А. Натгорст считал доказанным, что «... слой у Кап Стефан соответствует рэтскому слою в Ван-Кейленсбае на Шпицбергене и в районе Белсунна». Много позднее широкое развитие аналогичных отложений на островах архипелага было установлено Т. Н. Спичарским (1936) и Н. П. Лупановой (1932), которые, однако, без особых на то оснований приняли их за фациальный аналог морских верхнеюрских отложений.

Новые подтверждения о наличии на Земле Франца-Иосифа континентальных отложений, более древних, чем морской аален, и детальные материалы по их стратиграфии были получены В. Д. Дибнером, Л. П. Пирожниковым и В. К. Разиным в 1953—1957 гг. Особенно существенные материалы дали полевые работы в 1957 г., когда, в частности, были выявлены фаунистически охарактеризованные карнийские отложения, определившие нижний возрастной предел континентальной толщи. Наконец, палинологические исследования образцов по разрезу, описанному Л. Ю. Буданцевым и И. Н. Свешниковой (Ботанический институт АН СССР) на мысе Флора, позволили М. А. Седовой прийти к выводу о нижнелейасовом возрасте терригенных отложений, непо-

* По тогдашним схемам эти отложения относились И. Помпееким (Pompecky, 1900) к байосу.

средственно подстилающих морской аален, и о переходе их вниз по разрезу в отложения норийско-рэтского возраста. На основании флористических сборов, обработанных Н. Д. Василевской, и особенно в связи с детальными палинологическими исследованиями М. А. Седовой рассматриваемая толща была расчленена на три свиты — вильчековскую, васильевскую (норийский и рэтский ярусы) и тегетхофскую, относящуюся уже к нижней юре.

Вильчековская свита

Вильчековская свита названа по о. Земля Вильчека, в северных береговых обрывах которого обнажается наиболее древняя часть верхнетриасово-нижнеюрской терригенной толщи.

Для вещественного состава свиты, наилучшие разрезы которой известны на островах Хейса и Земле Вильчека, характерно преобладание песчаников и алевролитов, общее увеличение грубозернистости вверх по разрезу и почти чисто кремнисто-кварцевый состав обломочной части этих пород (80% кварца и 15% кварц-халцедоновых кремней). Наряду с обычным для всей толщи карбонатным базальным цементом со структурой фонтенбло в вильчековской свите наблюдаются песчаники с кремнистым цементом, переходные к кварцито-песчаникам. В верхних слоях свиты встречаются тонкие линзочки гравелитов, состоящие из мелких, хорошо окатанных галек кварца, кремней и кварцитов, сцементированных мелкозернистым кремнисто-кварцевым песчаником.

Тяжелая фракция (из псаммито-алевритовой подфракции) нижних слоев свиты состоит почти на 50% из титанистых минералов (лейкоксен, анатаз и др.), а также из черных рудных (магнетит, ильменит) — 12%, граната — 13%, турмалина — 10% и др. В верхах свиты место титанистых минералов занимают пироксены, а содержание черных рудных минералов возрастает до 30% за счет исчезновения турмалина и некоторого уменьшения содержания граната и других минералов.

По заключению М. А. Седовой (Дибнер, Седова, 1959), отложения вильчековской свиты отличаются от отложений карнийского яруса более богатым составом пыльцы и спор. Здесь появляются споры *Hymenophyllaceae*, *Cyatheaceae*, *Dicksonia*, *Hausmannia*, *Onychium*, *Cheiropleuria*, *Gleichenia*, *Todea* и единичные споры *Calamites*. Местами сохраняется сравнительно большое количество *Matonia triassica* К.-М. (до 17%) и встречается другая типично триасовая форма — *Azonotriletes intertextus* Naum. var. *triassica* К.-М. Заметно увеличивается количество пыльцы древних хвойных, среди которых присутствуют такие архаические формы, как *Lebachia*, *Striatopodocarpites*, *Striatopinites* и *Vittatina*. Увеличивается содержание древних сосновых, а местами также пыльцы беннеттитовых и гинкговых. Появляется пыльца *Caytoniales*, *Cycadales*, *Podocarpaceae*. Общий состав комплекса позволяет считать возраст вильчековской свиты верхнетриасовым, а, учитывая некоторые его отличия от спорово-пыльцевого комплекса карнийских слоев, можно предполагать норийский возраст свиты. Для вильчековской свиты в целом характерно отсутствие растительных остатков и углей, что роднит ее с нижними «немными» слоями немцовской свиты Восточного Таймыра, также отнесенными Н. А. Шведовым в 1957 г. предположительно к норийскому ярусу.

Общая мощность вильчековской свиты, развитой преимущественно на о. Хейса и Земле Вильчека, равна 240 м.

Васильевская свита

Названа так по одному из наиболее полных и хорошо палинологически и флористически охарактеризованных разрезов этих отложений на мысе Васильева (о. Винер-Нейштадт). Свита характеризуется разнообразным вещественным составом, что наиболее ярко проявляется в средней части разреза, к которой приурочена 50—60-метровая пачка пестроцветных песков и песчаников разнообразного гранулометрического состава, обогащенных слюдой. Эта пачка содержит иногда целые прослой минерализованных древесных остатков, листьев хвощей и араукариевых, большое количество обугленного детрита и пиритовые конкреции. Особо выделяются встреченные в этой пачке пестроцветных отложений на о. Чамп рыхлые песчаники, состоящие более чем на 50% из крупных чешуек осветленного биотита, а в остальной части из зерен кварца, кремней, полевых шпатов и небольшого количества очень рыхлого глинистого(?) цемента. Макроскопически эта порода с трудом отличается от слюдистого сланца.

В разрезе свиты в целом доминируют мелко-среднезернистые пески и в меньшей степени песчаники, легкая фракция которых отличается преимущественно полимиктовым составом. В ней наряду с кварцем и кремнями, составляющими только около 50%, наблюдаются обломки кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, кислых эффузивов, хлоритизированных пород, углисто-слюдистых сланцев, угольной крошки и др., составляющие суммарно от 12 до 35% легкой фракции. Состав тяжелой фракции отличается большой изменчивостью. В низах свиты преобладают гранаты, составляющие 80% тяжелой фракции, тогда как в более молодых слоях наблюдается исключительная пестрота ее состава. Характерными минералами здесь являются черные рудные минералы группы эпидота — цоизита, биотит и хлорит, титанисты, циркон, гранат, ставролит и дистен.

Песчаники васильевской свиты сцементированы преимущественно базальным цементом, который в низах свиты по составу кальцитовый, а выше по разрезу сменяется последовательно железисто-карбонатным, железистым, глинисто-кремнистым и кремнистым.

Наряду с песками и песчаниками среди отложений свиты встречаются единичные прослой и линзы алевритов, алевролитов, аргиллитов и пелитоморфных известняков, а также гравелитов и конгломератов. Последние образуют слои и линзы мощностью до нескольких метров, главным образом внутри вышеупомянутой пестроцветной пачки на островах Бортобрук, Хейса, Земля Вильчека, Грэм-Белли и др. (рис. 3, 4).

Конгломераты состоят из сравнительно хорошо окатанных галек, достигающих на восточных островах 10 см в диаметре. На 90% это гальки кварца, существенно халцедоновых кремней и кварцитов. Остальные 10% галек составляют радиоляриты, яшмы, кремнисто-глинистые сланцы, кварцито-песчаники, кислые эффузивы (миндалекаменные порфиры), граниты, а на островах Земля Вильчека и Грэм-Белл среди них встречены микрозернистые и пелитоморфные известняки со среднекарбонowymi фораминиферами и липтобиолитовые угли среднедевонского облика (Дибнер и др., 1961; Корженевская, 1957 г.).

В верхней части разреза свиты появляются наиболее древние на Земле Франца-Иосифа пласты мезозойских бурых углей, достигающие 2 м мощности и состоящие из чередования дюренового и дюрено-кларенового углей и тонких прослоев фюзена, что отмечено Дибнером, Крыловой в 1963 г.

В васильевской свите рассеяны обломки древесины араукариевых, это *Araucariopitus dibneri shilkina*, распространение которого в мезозой-

ских отложениях Арктики, по заключению И. А. Шилкиной, ограничено верхами триаса — нижней юрой. Кроме того, И. А. Шилкиной из рассматриваемой свиты описаны также древесины *Araucariopites gregussii-Shilk.* и *Xenoxylon Latiporosum* (Cramer) Gothan, которые ею установлены также и в более молодых нижнемеловых отложениях.

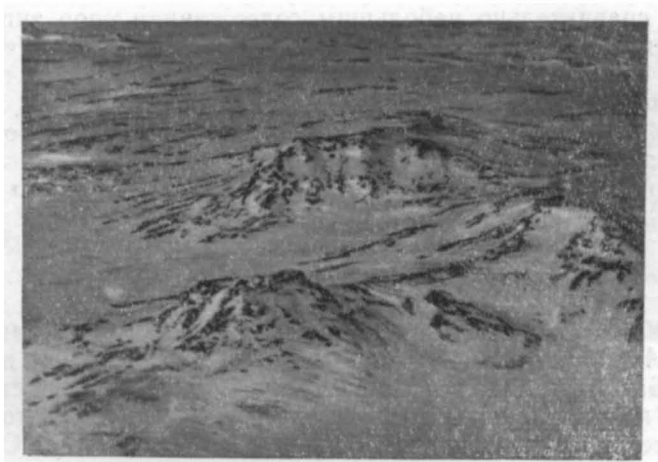


Рис. 3. Пески и песчаники васильевской свиты, образующие низкое плато на севере о. Грем-Белл. Фото В. Д. Дибнера

В биостратиграфическом отношении более интересны обнаруженные на островах Хейса, Винер-Нейштадт, Большом Комсомольском,



Рис. 4. Пачки косослоистых песчаников с непрочным глинистым цементом, перемежающиеся с тонкими горизонтальными прослоями железистых песчаников. Васильевская свита на о. Грем-Белл. Фото В. К. Разина

Земля Вильчека и Грем-Белл единичные отпечатки листьев и стеблей, в том числе *Neocalamites* cf. *hoerensis* (Shimpr.) — форма, характерная, по заключению Н. Д. Васильевской, для рэтских отложений Восточной Гренландии, Швеции (Nathorst, 1910) и Таймыра (Швецов, 1957)

и для норийско-рэтских отложений Челябинского бассейна. Как уже указывалось выше, на мысе Стефен (Земля Георга) известны старые находки остатков *Pterophyllum*, также указывающих, по А. Натгорсту, на рэт.

Спорово-пыльцевые комплексы, изученные М. А. Седовой (Дибнер, Седова, 1959; Дибнер, 1960), из ряда разрезов этих отложений, характеризуются сравнительно небольшим содержанием спор типично триасовых растений, преимущественно папоротниковых (*Leiotriletes gleichenites* S e d., *Clathropteris*, *Cheiropleuria*, *Osmundaceae* и др.), и господством пыльцы беннетитовых, гинкговых и особенно других хвойных, среди которых сильно возрастает количество относительно молодых «юрских» форм, в частности араукариевых и древних сосновых. Многие формы спор и пыльцы морфологически сходны с обнаруженными Э. Н. Кара-Мурза (1958 г.) в верхней — угленосной (!) части немцовской свиты мыса Цветкова (Восточный Таймыр), которую Н. А. Шведов (1957 г.) по комплексу растительных макроостатков считает рэтской.

В низах васильевской свиты на о. Хейса обнаружены фораминиферы *Frondicularia brisaeformis* Vogп. (единичная раковина) и многочисленные *Ammodiscus* sp. (ex gr. *asper* T e r g.), которые, по заключению В. А. Басова, не дают оснований для уточнения возраста вмещающих слоев, но указывают на локальную переменяемость господствующих континентальных отложений с прибрежно-морскими. Об этом же говорит обнаруженный в средней части свиты позвонок точнее неопределимого ихтиозавра (устное заключение А. К. Рождественского).

Таким образом, васильевская свита, общая мощность которой равна 280 м, по палинологическим комплексам, остаткам листовой флоры и древесины относится к норийскому и рэтскому ярусам верхнего триаса. При этом имеются основания полагать, что большая часть свиты является заведомо рэтской.

Юрская система

Нижний отдел

К лейасовым отложениям относится верхняя треть терригенных верхнетриасово-нижнеюрских отложений — тебетхоффская свита (по одноименному мысу на о. Галля), разрезы которой описаны также на островах Земля Георга, Нортбрук, Гукера, Мак-Клинтока, Альджер, Беккера, Бергхауз и др. (Дибнер, Седова, 1959; Дибнер, 1960). Для вещественного состава тебетхоффской свиты характерны разнородные существенно кремнисто-кварцевые пески и песчаники местами с кремнистым цементом, что снова (как в вильчековской свите) сопровождается появлением в разрезе слоев кварцито-песчаников. Наблюдаются отдельные слои и пачки алевролитов, реже пелитоморфных известняков, а местами многочисленные прослои галечников и конгломератов (рис. 5, 6), вместе с которыми в разрезе появляются пласты углей*. По данным В. Д. Дибнера и др. (1961 г.), псефитовые отложения состоят из галек кварцито-песчаников, кремней, кварца, микрокварцитов и в меньшей части микрозернистых и пелитоморфных известняков иногда с брахиоподами, кораллами и микрофауной каменноугольного и пермского периодов.

* Последние известны на о. Альджер (Ногп, 1932), а кроме того, могут предполагаться в лейасовых пластах, слагающих самое основание разреза о. Бергхауз, так как залегающие выше них верхнеюрские известковистые песчаники несут отчетливые следы подземного пожара (Пирожников, 1958).

Для спорово-пыльцевых комплексов отложений тегетхоффской свиты характерны закономерности, наметившиеся еще в вильчековской и васильевской свитах. Вверх по разрезу увеличивается содержание пыльцы над спорами (соответственно до 60 и 40%). Среди последних почти целиком исчезают архаичные — «триасовые» (ребристые) формы,

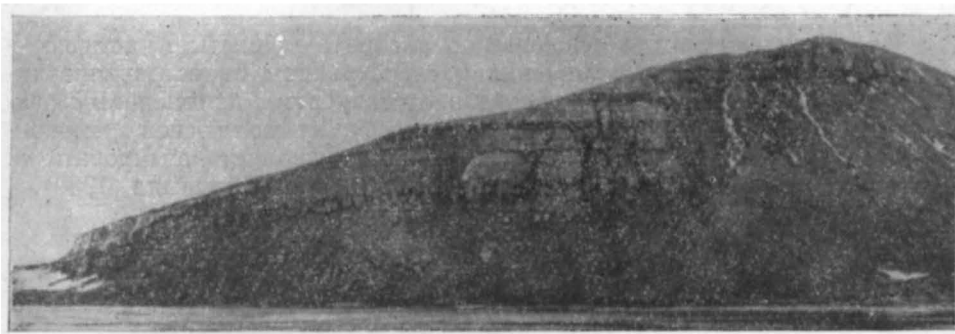


Рис. 5. Обнажение нижнеюрских алевролитов, песчаников и венчающих разрез кварцито-песчаников. Мыс Галковского (о. Беккера). Фото В. К. Разина

но зато увеличивается содержание юрских форм папоротниковых (*Osmundaceae* и др.), плауновых и хвощевых, а среди пыльцы (ногоплодниковые, беннеттитовые, гинкговые и др.) все больше и больше



Рис. 6. Линзы мелкогалечного конгломерата в песчанике из отложений тегетхоффской свиты мыса Седова. Фото В. Д. Дибнера

господство переходит к хвойным. При этом очень характерно появление весьма крупной пыльцы древних сосновых, нигде не известных ранее лейаса. Этот спорово-пыльцевой комплекс сходен с комплексом, описанным Н. А. Первунинской (1958) из нижнелейасовых отложений Анабаро-Хатангского междуречья. Это, а также перекрытие тегетхоффской свиты фаунистически охарактеризованным ааленом позволяет считать ее возраст нижнелейасовым.

Максимальная суммарная мощность тегетхоффской свиты равна 220 м, а всей терригенной верхнетриасово-лейасовой толщи — около 800 м.

В заключение следует указать, что эта толща представлена на Земле Франца-Иосифа разрезом, наиболее полным из числа известных во всей Восточной Европе, что подтверждается постепенностью изменения его палинологических комплексов.

Средний и верхний отделы

Средне-верхнеюрские существенно алеврито-глинистые, частично — известковистые морские отложения распространены на островах архипелага очень неравномерно, что связано с глубоким предмеловым размывом. Эти отложения содержат богатую фауну моллюсков аммоидей, белемнитов, фораминифер и др., что позволяет датировать их с точностью до подъяруса (Дибнер, 1958; Дибнер, Шульгина, 1960).

Ааленский ярус

Верхний подъярус

На мысе Флора (о. Нортбрук), у подножия горы Чурляниса (о. Гукера) и на западном берегу о. Райнера непосредственно на лейасе залегают алевриты, алевролиты и аргиллиты с *Oxytoma jacksoni* var. *kelimiarensis* Bodyl., *Pecten (Variamussium) oleneki* Bodyl., *Ludwigia* sp. (? cf. *murshisonae* Sow.) и другими формами, руководящими для верхнего аалена (*Lingula beani* Phill., *Discina reflexa* Sow., *Hibolites (Belemnites)* cf. *beyrechi* Орр. Микрофаунистический комплекс представлен теми же фораминиферами, что распространены в пределах аалена — нижнего байоса Хатангской впадины: *Ammodiscus pseudo infimus* Gerke et Sossip., *Lenticulina* ex gr. *protracta* Borgn., *L.* ex gr. *miroнови* Dain и *L.* aff. *nordwikensis* (Mjatl.). (определения Г. П. Сосипатовой и В. А. Басова).

Максимальная видимая мощность верхнеааленских отложений равна 30 м.

Батский ярус

На мысе Флора, по данным Ф. Нансена (Pompecku, 1900), над 80-метровой осыпью, развитой выше выходов аалена, обнажаются горизонтальнослоистые глины мощностью 24 м. Они переполнены фосфоритовыми конкрециями и обломками песчанистого мергеля, конкреции содержат *Arctocephalites koettlitzii* Romr., *A. pilaeformis* Spath, *A. ellipticus* Spath, которые по современным стратиграфическим схемам следует относить к верхнему бату.

Келловейский ярус

По берегам бухт Тихая (рис. 7) и Юрия, на мысах Медвежьем (рис. 8), Седова, горе Чурляниса и других пунктах о. Гукера, Р. Л. Самойловичем и И. М. Ивановым (1931), Т. Н. Спижарским (1936), а позднее более детально В. Д. Дибнером описаны выходы тонкоплитчатых слоистых, реже комковатых алевропелитов видимой мощностью до 35 м с рассеянным пиритом и многочисленными конкрециями криптокристаллического известняка. Последние, так же как отчасти и сами алевропелиты, содержат обильную фауну аммоидов, среди которых по всему разрезу установлен заведомо келловейский *Cadoceras* sp. indet., совместно с бат-келловейскими формами — *Parallelodon schourovskii* Rouill. и *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* Key s. Кроме того, на мысе Се-

дова среди осыпей Т. Н. Спижарским найден позвонок плезиозавра *Peloneustes cf. philarchus* (Seeley), характерного, по А. Н. Рябинину, для келловея.

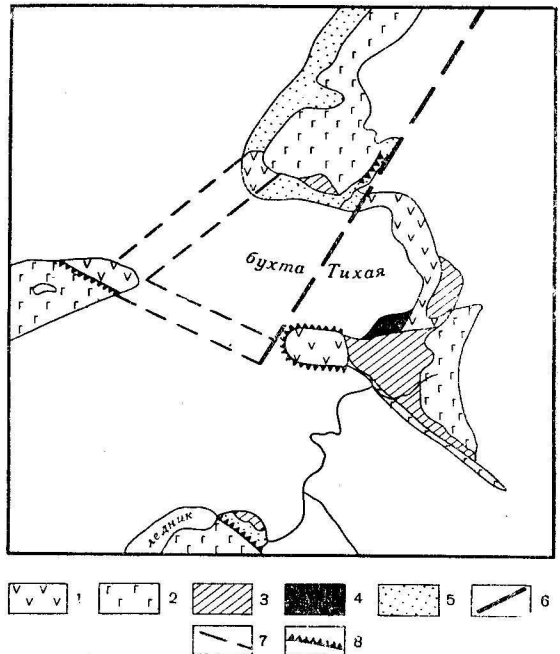


Рис. 7. Схематическая геологическая карта района бухты Тихой на о. Гукера

1 — пластины и секущие долеритовые интрузии; 2 — нижнемеловые базальтовые покровы; 3 — келловейские отложения; 4 — среднеюрские отложения; 5 — нижнеюрские отложения; 6 — предполагаемый разлом; 7 — границы интрузий под водой; 8 — структурные уступы

Исключительно к нижней части рассматриваемых слоев приурочены *Arcticoceras ishmae* Keys., *Cadoceras elatmae* Nik., *C. (Catocadoceras) ognevi* Bodyl. и приуроченные в основном к самим алевропелитам



Рис. 8. Выход келловейских отложений на мысе Медвежем (о. Гукера)

белемниты *Cylindroteuthis tchernyschewi* Krim. и *C. tornatilis* Phill., указывающие на нижний подъярус келловея (Бодылевский, 1957).

Кроме вышеперечисленных форм в осыпях собраны *Cadoceras nanseni* Rompr., *C. (Longaeviceras) ex gr. nikitini* Sok., *Quenstedticeras*

sp., *Belemnites borealis* Orb., *Pachyteuthis panderi* Orb. и др., указывающие уже на верхний подъярус келловоя. Среднекелловейская фауна в описываемых отложениях неизвестна.

Отдельные прослои алевропитов содержат весьма своеобразный комплекс песчаных фораминифер, среди которых В. А. Басов определил: *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *Ammobaculites* spp., *Haplophragmoides* sp., *Recurvoides* sp., *Verneulina* ex gr. *sibirica* Mjatljuk, *Trochammina* sp., *Lenticulina* sp.

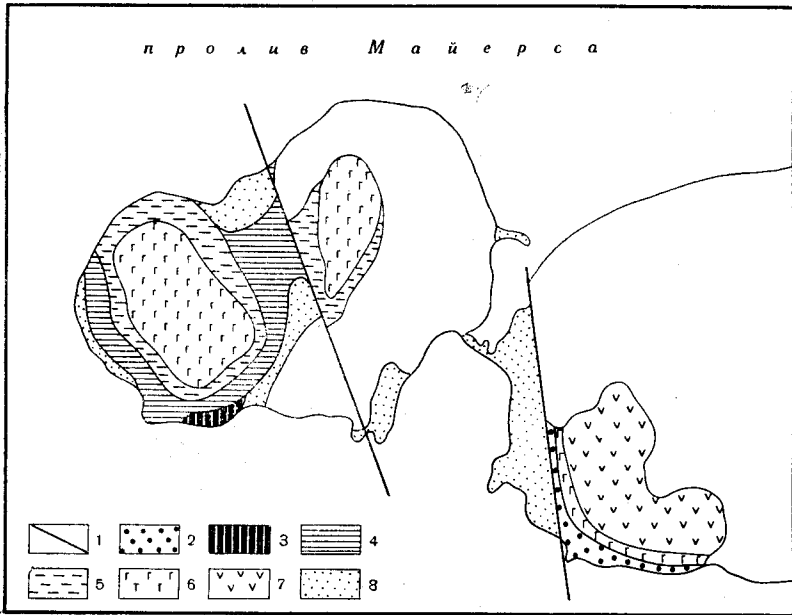


Рис. 9. Схематическая геологическая карта района мыса Флора (о. Нортбрук)

1 — разрывные нарушения; 2 — верхнетриасовые терригенные отложения; 3 — нижнеюрские терригенные отложения; 4 — среднеюрские морские отложения; 5 — верхнеюрские морские отложения; 6 — нижнемеловые базальтовые покровы; 7 — пластовые интрузии долеритов; 8 — современные морские отложения

Для келловейских отложений о. Гукера известен также и спорово-пыльцевой спектр, для которого, по Г. М. Романовской, характерно высокое содержание пыльцы хвойных (*Araucariaceae*, *Podozamites*, *Picea*, *Pinaceae* — 50%) и большое количество пыльцы беннеттитовых и гинкговых — 15%; споры (34%) представлены папоротниками из семейства осмундовых (11,5%), селягинеллами (11%), а также *Lycopodiaceae*, *Cyatheaceae*, *Schizaeaceae*, *Leiotriletes*, *Lophotriletes* и *Campotriletes*.

Другим пунктом, где известны выходы келловоя, является мыс Флора на о. Нортбрук (рис. 9), где обнажаются слои верхнего подъяруса. Здесь, по данным Ф. Нансена (Romresky, 1900) и Р. Кетлица (Kettlitz, 1898, 1899) на высоте 150—172 м над уровнем моря, выше осыпи, наползающей на батские отложения, обнажаются глины с многочисленными образованиями типа «конус в конус» и с прослоями крупных песчаных конкреций, переполненных остатками пелеципод и аммонитов. Отсюда И. Помпецим определены *Pseudomonotis* cf. *ornata* Q., *Pecten lindstroemi* Tullb., *P.* cf. *demissus* Phill., *Lima* cf. *duplicata* Goldf., *Leda* cf. *nuda* Keys., *Parallelodon stschourovskii* Rouill., *Cadoceras tschekfiki* Orb., *C. stenobum* Nik., *C. nanseni*

Ромр., *Cylindroteuthis subextensa* Nik., *Pachyteuthis panderi* Ogb. Как считает В. И. Бодылевский, этот фаунистический комплекс по наличию в нем *Cadoceras nanseni*, *C. tschejkini* и *C. stenolobum*, скорее всего, указывает на нижнюю зону верхнего келловея.

Здесь же, в осыпи, вблизи контакта описываемых слоев с перекрывающими их (так же как и на о. Гукера) базальтами Ф. Нансеном и Р. Кетлицем найдены *Quenstedticeras vertumnum* Sinz. По современным схемам этот аммонит относится к верхним слоям верхнего келловея — зоне *Quenstedticeras lamberti*.

Оксфордский ярус

Верхний подъярус

На мысе Хефера (Земля Вильчека) Л. П. Пирожников обнаружил развал мергелистых конкреций, содержащих *Aucella bronni* Lah., *A. sinzovi* Pavl., *Amoeboceras alternans* Buch. Последняя из этих форм (по заключению определявшей фауну Н. С. Воронец) является, как известно, руководящей для верхнего оксфорда.

Кимериджский ярус

На юго-востоке мыса Ганза (Земля Вильчека) в интервале 10—60 м над уровнем моря обнажаются листоватые слабосцементированные алевролиты, содержащие известняковые конкреции и обильную, в том числе аммонитовую, фауну.

Отсюда из сборов Л. П. Пирожникова определены (Н. А. Шульгиной): в интервале 35—40 м (над уровнем моря) — *Aucella bronni* Rouill., *Amoeboceras (Hoplocardioceras) decipiens* Spath, *Amoeboceras (Amoebites) bodylevskii* Schulg.; в интервале 10—15 м — *A. bronni*, *Pecten (Entolium) demissus* Phill., *Amoeboceras (Amoebites) spathi* Schulg. *, *Rasenia* sp.

На мысе Ганза представлены выделяемые В. И. Бодылевским и Н. И. Шульгиной для арктических районов: зона нижнего кимериджа *Amoeboceras kitschini*, для которой характерен *A. spathi* (очень близкий к *A. kitschini*), и зона верхнего кимериджа — *Amoeboceras decipiens*, устанавливаемая по одноименному аммониту (Шульгина, 1960).

На о. Бергхауз (рис. 10) обнажаются очень полого залегающие слои песчаных и алевроито-песчаных известняков, содержащих местами богатую фауну пелеципод, аммонитов и белемнитов. Отсюда из образца, взятого с высоты 35 м над уровнем моря, Н. И. Шульгиной определен *Amoeboceras (Amoebites) bodylevskii* Schulg. **, который, судя по разрезу на мысе Ганза, может указывать на верхнюю зону нижнего кимериджа. Судя по встречающимся выше ауцеллам, среди которых до высоты порядка 100 м над уровнем моря встречены оксфорд-кимериджские *A. ex gr. bronni* Rouill, здесь можно предполагать развитие слоев кимериджского возраста (Дибнер, Шульгина, 1960).

В осыпи на мысе Хефера, вблизи развала конкреций с оксфордской фауной, Л. П. Пирожниковым были собраны белемниты *Pachyteuthis explanata* Phill., которые, по заключению В. И. Бодылевского, могут указывать на кимеридж.

* Новые виды, выделенные и описанные впервые Н. И. Шульгиной (1959 г.).

** Из сборов геодезиста О. В. Миронова, переданных в 1957 г. в НИИГА.

Нижний и верхний волжские ярусы

На мысе Хефера в 20—100 м над уровнем моря (выше развала оксфордских конкреций) из рыхлых тонкослоистых глинисто-песчанистых известняков Л. П. Пирожников собрал фауну, среди которой Н. С. Воронец определила *Aucella fischeriana* Ogb. и аммонит *Perisphinctes* sp. Последний весьма сходен с *Dorsoplanites* и, таким образом, может указывать на нижний волжский ярус. Однако, если новыми сборами наличие *Dorsoplanites* не подтвердится, то по наличию *Aucella fischeriana* эти слои могут оказаться и верхневолжскими (Сакс и др., 1963, стр. 158).

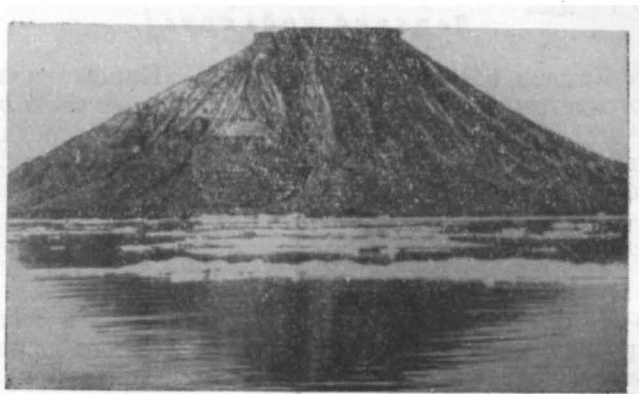


Рис. 10. Горизонтальнослоистые кимериджские и волжские слои на о. Бергхауз, бронированные базальтовым покровом или долеритовым силлом. Фото Чернокальцева

На о. Бергхауз, как уже указывалось (Дибнер, Шульгина, 1960), в интервале 370—100 м над уровнем моря выше слоев с *Aucella bronni* Rouill. развиты следующие отложения: 370—345 м — пластовая интрузия долеритов (или базальтовый покров); 345—175 м — пески с отдельными прослоями песчаников; 175—100 м — песчанистые и алевроитистые известняки, аналогичные развитым ниже кимериджским слоям.

Тогда же (Дибнер, Шульгина, 1960) были высказаны предположения, что осадочные слои, слагающие остров от отметки 100 до отметки 175 м, должны соответствовать верхнему волжскому ярусу, а выше — валанжину.

В 1960 г. новые сборы фауны были произведены на о. Бергхауз Л. П. Пирожниковым, откуда Н. С. Воронец определила со следующих высот (над уровнем моря) такие виды: 106 м — *Laugaites* aff. *stschurovskii* (Nikit.), *Aucella russiensis* Pavl., *A. gracilis* Pavl., *A. cf. mosquensis* (Buch.); 30—32 м — *Aucella* cf. *krotovi* Pavl., *A. cf. terebratuloides* Lah.; 0—10 м — *A. cf. mosquensis* (Buch), *Nucula* cf. *ovatus* Phill.

В приведенном списке фауна расположена не совсем в соответствии с ее природным положением в разрезе. Как уже указала Н. И. Шульгина (Сакс и др., 1963), если в соответствии с заключением Н. С. Воронец отнести горизонт с *Laugaites* и нижневолжскими ауцеллами (106 м) к эпивиргатитовым слоям нижнего волжского яруса, то неясно, каким образом на высоте 30—32 м присутствуют более молодые по возрасту,

преимущественно верхневолжские *Aucella* cf. *krotovi* и *A.* cf. *terebratuloides*. Собранные Л. П. Пирожниковым в основании разреза *A.* cf. *mosquensis* могут быть и верхнекимериджскими (что согласуется со сборами О. В. Миронова) и нижневолжскими (из нижнего или среднего подъяруса).

Таким образом, эти сборы показывают, что на о. Бергхауз действительно есть выходы нижневолжских (верхней части) и верхневолжских отложений и что они, как и подстилающие их слои, имеют морское происхождение. Бóльшего, а именно стратиграфической привязки выходов с отдельными характерными формами к разрезу, сделать, к сожалению, пока нельзя, как и невозможно согласиться с отнесением всех нижних 106 м разреза о. Бергхауз к эпивиргатитовому горизонту нижнего волжского яруса (Пирожников, 1961). В. Н. Сакс и др. (1963) указывают, что слои с *L.* aff. *stshurovskii* Nikit., вероятнее относить к верхнему волжскому ярусу. Не прибавляет ясности и выделенный из ряда слоев по всему интервалу сборов (0—106 м) комплекс фораминифер с *Ammodiscus veteranus* Kosyг. и *Haplophragmoides emeljanzevi* Schleif., который, по заключению В. А. Басова, известен на севере Центральной Сибири в верхах нижнего волжского яруса и в верхнем волжском ярусе.

Нерасчлененные средне-верхнеюрские отложения

На Земле Франца-Иосифа известны также отдельные выходы морских отложений, которые до их детального исследования следует относить к средне-верхнеюрским нерасчлененным отложениям.

На островах Белл и Мейбел в глинах, подстилающих базальтовую толщу, В. Грант (участник экспедиции Ли-Смита, 1880 г.), нашел белемниты, которые Этеридж отнес к оксфорду (Маркам, 1881 г.), а Е. Ньютон и Дж. Тилл (1897 г.) столь же предположительно — к келловю.

В песчанистых глинах, обнажающихся на о. Альджер выше континентальных лейасовых отложений (150—190 м над уровнем моря), Г. Хорном (Ногн, 1932) были найдены белемниты, возраст которых им не указывается. По общей стратиграфической ситуации это — средне-верхнеюрские отложения.

Точно неопределимые, но безусловно (по заключению В. И. Бодылевского) юрские белемниты были собраны геодезистом О. В. Мионовым, который обнаружил целые россыпи их в 1956 г. на пляже восточного берега о. Брайс. Аналогичные россыпи белемнитов наблюдались тогда же и геодезистом И. М. Мартыненко (устное сообщение) у подножия мыса Франкфурт. Возможно, что это кимериджские или волжские слои, протягивающиеся сюда с расположенного рядом о. Бергхауз.

В 1958 г. гляциолог М. Г. Гросвальд (устное сообщение) наблюдал на нунатаке «Пила» (восточный берег о. Гукера) ниже базальтовых покровов выходы алевролитов с обильной фауной белемнитов, которые, вероятно, можно сопоставлять с также очень богатыми этой фауной и описанными выше алевритами келловя на мысе Медвежьем (западный берег о. Гукера).

Суммарная видимая мощность средне-верхнеюрских отложений около 400 м. Однако их истинный суммарный разрез известен нам, вероятно, не более чем наполовину. Далеко еще не достаточная изученность геологического строения архипелага Земля Франца-Иосифа, а также отчетливо блоковый характер его тектоники дают основание предполагать, что еще во многих местах могут обнаружиться в настоящее время неизвестные горизонты средне- и верхнеюрских отложений.

Меловая система

На Земле Франца-Иосифа меловая система представлена осадочно-эффузивной толщей, в основном это базальты, их туфы и отчасти осадки континентального происхождения нижнего отдела. Более молодые слои прибрежно-морского происхождения относятся к сеноманскому ярусу верхнего мела. Меловые, так же как и более древние мезозойские, образования архипелага пронизаны многочисленными секущими и пластовыми интрузиями долеритов и габбро-долеритов.

Нижний отдел

Осадочно-эффузивная толща

Эта толща подразделяется нами снизу вверх на терригенную пачку слоев валанжин-готеривского (?) возраста и две свиты, сложенные в основном эффузивными образованиями — базальтами, их туфами и в меньшей степени терригенными отложениями (свита бухты Тихой и свита солсбери). Последние две свиты по времени образования относятся к готериву—альбу.

Терригенные (валанжин-готеривские?) слои

К ним относятся проблематические осадочные отложения, известные пока только в нескольких пунктах.

Одним из немногих (выявленных) таких мест является о. Альджер, где известна 35-метровая пачка песков и песчаников с маломощным пластом бурого угля в основании, которая содержит отпечатки листьев *Sphenobaiera* sp. — гинкгового, обычного для готерив-барремского комплекса растительных остатков архипелага (Florin, 1936). Эта пачка залегает выше слоев с заведомо юрскими белемнитами и сменяется вверх по разрезу базальтовыми покровами (Horn, 1932).

Другим пунктом является мыс Хеллера (Земля Вильчека), где из осыпи (ниже базальтовых покровов) Л. П. Пирожниковым были найдены обломки обожженных алевролитов с отпечатками солоноватоводных пелеципод *Cyrena* cf. *venulina* Martins. и *C.* cf. *uvatica* Dupk. По заключению Г. Г. Мартинсона, эти формы указывают на валанжин—готерив.

Наконец, к этим же проблематичным отложениям, слагающим основание нижнемелового разреза, могут быть предположительно отнесены пески с прослоями песчаников, залегающие на о. Бергхауз в интервале 175—345 м над уровнем моря — между алевритисто-песчанистыми известняками с верхнеюрской фауной и бронирующим вершину острова базальтовым покровом. Судя по этому разрезу, максимальная видимая мощность терригенных слоев равна 170 м. Исходя из того, что пелециподы *Cyrena* были обнаружены в породе, видимо, испытавшей следы обжига нижним базальтовым покровом, возраст проблематичных слоев следует ограничить валанжином—готеривом. Это подтверждается также залеганием их выше слоев с ниже-верхневожской фауной на о. Бергхауз и этому не противоречит готерив-барремский возраст листьев *Sphenobaiera* на о. Альджер.

Эффузивные образования

Эффузивные образования широко развиты на архипелаге и во многом определяют его внешний облик. Они залегают на глубоко размытой поверхности верхнетриасово-юрских отложений и расчленяются нами со значительной степенью условности на две свиты — бухты Тихой (готерив—апт) и солсбери (апт—альб).

Свита бухты Тихой (готерив — апт)

На мысах Седова, Медвежьем (о. Гукера) и других в основании свиты в глубоких (до 50 м) долинообразных понижениях древнего рельефа залегает 8—10 базальтовых потоков мощностью от 1—2 до 10—15 м, разделенных слоями туфов. Выше располагаются 5—7 базальтовых покровов максимальной мощностью до 60 м каждый. Покровы местами переслаиваются с алевропсаммитовыми и агломератовыми туфами, которые вверх постепенно сменяются алевролитами, глинами, углисто-глинистыми сланцами и другими осадочными породами с подчиненными им пластами ископаемых углей.

Во многих местах покровы (рис. 11) залегают один на другом. В этом случае границы между ними устанавливаются по мандельштей-



Рис. 11. Базальтовые покровы (свита бухты Тихой), венчающие разрез одного из мысов о. Циглера. Фото В. К. Разина

новым оторочкам, шлаковой корке или коре выветривания в нижележащем покрове, а также по наличию обломков окаменелой древесины в подошве вышележащего покрова.

Осадочные образования содержат отпечатки листьев, определения которых даются ниже по данным А. Натгорста, Р. Флорина, В. Д. Принады и Н. Д. Василевской, приведенным к современной топонимике по И. Н. Свешниковой и Л. Ю. Буданцеву (1967 г.). Это *Cladophlebis (Polypodites) arctica* Ргуп., *Ginkgo haiburnensis* (L. et H.), *G. lepida* Heer, *G. polaris* Nath., *G. reiniformis* Heer, *G. coriacea*, *Phoenixopsis angustifolia* Heer, *Stephenophyllum solmsi* Flor., *Windwardia crookallii* Flor., *Culgoweria mirabilis* Flor., *Sphenobajera paucinervis* Flor., *S. horniana* Flor., *Arctobaiera fletti* Flor., *Czekanowskia rigida* Heer, *Podozamites gramineus* Heer, *Pinus maakiana* Heer, *P. cf. gramineus* Heer, *Pityophyllum staratschini* Heer, *P. lindstroemii* Nath, *P. longifolium* Heer и др. В свите содержится также обугленная, кальцитизированная и окремненная древесина хвойных: *Protocupressinoxylon (Cupressinoxylon) koettlitzii* Seward, *Cupressinoxylon diskoense* Walton, *Keteleerioxylon arcticum* Shilkina, (определения И. А. Шилкиной), а также шишки *Papaninia involucrata* Fedin*. В сборах с островов Земля Александры, Мак-Клинтока и др. (колл. В. Д. Дибнера) обнаружен также *Xenoxylon barberi* (Seward) Krausel — форма, известная начиная с нижней юры, а также установлен новый вид — *Cedroxylon arcticum* Shilk. (Шилкина, 1967).

Из углисто-алевритистых сланцев (пачка осадочных пород между базальтовыми покровами на мысе Медвежьем) В. Д. Короткевич выде-

* Определение А. Х. Феина (1943 г.), который считает, что эта шишка вместе с найденной здесь же древесиной *Pityoxylon elggense* и листьями (хвоей) принадлежит одному и тому же виду, близкому к *Elatides curvifolia*.

лила спорово-пыльцевой комплекс, состоящий на 72% из пыльцы хвойных (*Podozamites*, *Protopicea mesophytica* Pokr., *P. biangulina* (Mal.) var. *arctica* K.-M., *Pinus* (subgen. *Diploxylon*) sp. и др.; споры (22%) представлены исключительно папоротниками (*Cyathea*сeae, *Osmunda*сeae и др.). В. Д. Короткевич считает, что этот спорово-пыльцевой спектр указывает на апт.

Для решения вопроса о возрасте свиты бухты Тихой наибольшее значение имеют: а) многочисленные гинкговые, которые на Шпицбергене встречаются совместно с *Elatides curvifolia* — хвойным, характерным для слоев готерива—баррема; б) *Pityophyllum staratschini* — хвойное, обычное для баррема—апта; в) палинологический спектр, характерный для апта—низов альба.

Учитывая эти данные, а также принимая во внимание подстиление эффузивов послеверхневолжскими, скорее всего валанжин-готеривскими, отложениями, возраст свиты бухты Тихой определяется как готерив-аптский.

Общая мощность свиты бухты Тихой около 280 м.

Свита солсбери (апт—альб?)

За условную нижнюю границу свиты принимается кровля мощной пластовой интрузии, выше которой на центральных и западных островах архипелага развиты однотипные с нижележащими базальтовые покровы, разделенные пачками песчаников, песков, алевролитов, глин, углистых аргиллитов и бурых углей (рис. 12). Эти терригенные отложения отличаются от свиты бухты Тихой большей мощностью (до 60 м) и большей степенью угленосности. В них на мысе Кавальи (о. Солсбери) содержатся разнообразные отпечатки растений. Первоначально отсюда В. К. Разиным были собраны отпечатки листьев, отнесенные Н. Д. Василевской к новому виду *Taeniopteris*, сходному с *T. junboana* Krgushk. из нижнемеловых отложений Южного Приморья и Алдана, а также Лено-Хатангской впадины, где последний характерен для апта («огонер-юряхская» свита). Из этого же флороносного горизонта очень богатые сборы были произведены в 1960 г. Л. Ю. Буданцевым и И. Н. Свешниковой. Отсюда ими, в частности, определены и описаны (в том числе и новые виды): *Nilssoniopteris polymorpha* Sveshn., *Tyrmiopsis solsbieriensis* Budants. et Sveshn., *Heilungia* (?) cf. *aldanensis* Samoyl., *Podozamites* cf. *angustifolius* (Eichw.) Heer, *Cephalotaxus microphylla* Sveshn. et Budants., *Florinia borealis* Sveshn. et Budants., *F. brewifolia* Sveshn. et Budants., *Pityophyllum lindstroemi* Nath. и др. Этот комплекс Л. Ю. Буданцев и И. Н. Свешникова считают апт-альбским. Из этого же горизонта («е») М. А. Седовой по двум образцам выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца хвойных и участвует пыльца таксоидных, беннетитовых, саговых и гинкго, единично встречаются *Cedrus* и *Caytoniales*, споры — *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Selaginella* (в пленчатом периспории), *Coniopteris*, *Gleichenia*, а также различные представители семейства *Schizaeaceae* (*Anemia*, *Mohria*, *Lygodium*). Приведенный комплекс указывает, по заключению М. А. Седовой, на нижний мел. Более молодые части разреза развиты на Центральной суше Земли Александры, где обнажаются три базальтовых покрова общей мощностью около 60 м. На отпрепарированной денудацией ошлакованной поверхности верхнего покрова сохранились (в первичных неровностях кровли) элювий плитчатых мергелистых сланцев, а также витренизированная и окремненная древесина. Последняя представлена обломками, а местами целыми окаменелыми стволами, среди

которых И. А. Шилкина (1960, 1967) выделила и описала новые роды и виды *Keteleerioxylon arcticum* Shilk., *Paleopiceoxylon arcticum* Shilk., *Podocarpoxydon sciadopityoides* Shilk., характерные для нижнего мела, а также *Xenoxylon barberi* (Seward) Kräusel, входящий к нижней юре, *X. latiporosum* (Seward) Gothan и *Araucariopityx gregussii* Shilk., известные начиная с верхнего триаса.

В песках, сохранившихся кое-где на кровле верхнего покрова Земли Александры, В. Д. Короткевич выделила спорово-пыльцевой комплекс, состоящий главным образом из хвойных — 64% (*Pinus* subgen. *Haploxydon* sp., *P. sacculifera* (Mal.) K.-M., *Protopicea mesophytica*



Рис. 12. Базальтовые покровы и разделяющие их песчаные угленосные отложения (свита солсбери). Мыс Кавальи, о. Солсбери. Фото В. К. Разина

Рокг., *P. biangulina* (Mal.) var. *arctica* K.-M.), а также из спор папоротников — 16% (*Coniopteris*, *Hausmannia* и др.).

К апту—нижнему альбу относятся также (по заключению Н. Д. Василевской) отпечатки узких листьев *Pityophyllum lindstroemi* в обломке сапропелита, обнаруженном автором среди делювия базальтов на о. Скотт-Келти.

В приведенных спорово-пыльцевых комплексах, так же как среди отпечатков листьев и остатков древесины, преобладают хвойные, но еще не полностью отсутствуют покрытосемянные. Такое сочетание указывает на апт—нижний альб. С этой трактовкой возраста свиты солсбери хорошо увязывается тот факт, что отложения нижнего сеномана на Земле Франца-Иосифа представлены уже в морской фации.

Суммарная (видимая) мощность базальтовых покровов и осадочных отложений апта—альба определяется нами в 260 м, а мощность всей эффузивной толщи (вместе с пластовыми интрузиями) около 600 м.

Верхний отдел

Сеноманский ярус

По данным В. Д. Дибнера (1961 г.), на северном берегу о. Гофмана залегают (снизу вверх) плитчатые кварцито-песчаники с мусковитом, содержащие неопределимые отпечатки веточек и листьев и

богатую фауну пеллеципод, среди которых Н. И. Шульгина определила сеноманскую форму *Oxytoma pectinata* Sow. Видимая мощность горизонта 15 м. Выше располагаются рыхловатые алевропелиты, содержащие по определению Н. И. Шульгиной, остатки *Schloenbachia* aff. *subvarians* Sprath. Этот вид характеризует в Восточной Гренландии зону *Varians*, которая там относится к нижнему сеноману.

В нескольких километрах восточнее, на мысе Сугрובה, видимо, из этих же отложений Н. М. Бондаренко обнаружила единичные плохо сохранившиеся споры, сходные со спорами *Selaginella*, *Lygodium*, *Lycopodium triquetrum* К.-М., пыльцу хвойных — *Podocarpus flava* К.-М., *Protopicea* sp., *Pinus* (subgen. *Haploxylon*) sp. и *P.* (subgen. *Diploxylon*) sp., а также пыльцу *Taxodiaceae*(?) и покрытосемянных — *Carya* и *Extratrigoropollenites*. Присутствие последних указывает, скорее всего, на низы сеномана.

Видимая мощность отложений нижнего сеномана около 40—45 м.

Датский ярус (?)

В северной части желоба «Святой Анны» в грунтовой колонке, поднятой М. М. Ермолаевым в 1936 г. (ледокол «Садко»), в интервале 60—70 см З. Г. Щедрина (1958) обнаружила фораминиферы *Bulmina pseudopuschia* Subbotina, *Stensioina caucasica* (Subbotina), *Globigerina trivialis* Subbotina и другие формы, характерные для датского яруса. Окатанность этих ископаемых корненожек, а также совместное нахождение современных форм, в том числе и заведомо мелководного вида *Elphidium gorbunovi* Stschedg., указывает на их переотложенность. Учитывая, что глубинное течение в желобе «Святой Анны» направлено с севера на юг, и памятуя о силе Корриолиса, можно предполагать размыв этим течением датских отложений где-то на северо-восточной периферии подводного цоколя Земли Франца-Иосифа.

КАИНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеогеновая система

Эоцен

К югу от о. Земля Вильчека, в районе 79° с. ш. (глубины от 100 до 500 м), из траловых сборов Австро-Венгерской экспедиции (Payet, 1875) микропалеонтолог А. Грунов (1884 г.) установил переотложенный комплекс морских диатомовых водорослей, идентичных «нижнетретичным диатомеям в отложениях б. Симбирской губернии», относимых по современным стратиграфическим схемам к нижнему эоцену (Жузе, 1948 г.). Видимо, где-то в этом районе на сравнительно небольших глубинах происходит размыв нижнеэоценовых диатомитов, уничтоженных в результате субаэральной денудации на самих островах Земли Франца-Иосифа.

Здесь же следует отметить находку единичной переотложенной фораминиферы *Truncorotalia velascoensis* (Cushman). Эта форма, руководящая для нижнего эоцена Северного Кавказа и Мексики, была обнаружена З. Г. Щедриной (1958) в донных осадках желоба Святой Анны — в колонке, упомянутой уже выше при рассмотрении следов датских отложений. находка в интервале 27—33,3 см этой колонки современной и заведомо сублиторальной формы *Elphidium gorbunovi* Stschedg. указывает, по мнению З. Г. Щедриной, на переотложение ископаемых видов вследствие размыва морскими волнами дочетвертичных отложений на близлежащей суше или, добавим, мелководных банках и их подводных склонах.

Неогеновая система

Плиоцен

На о. Гофмана в 1,5 км к северо-западу от оконечности мыса Сугрובה сеноманские песчаники, видимо, перекрываются (контакт скрыт — под делювием и мореной) кливажированными и местами смятыми светло-серыми алевролитами, алевро-аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками. Это тонкоплитчатые породы (рис. 13), сложенные из обломочных, преимущественно алевритовых зерен кварца (90%), кремня (5%) и полевых шпатов (5%), а также единичных зерен циркона и турмалина, сцементированных кремнисто-глинистым, частично перекристаллизованным цементом. В последнем рассеяны микроскопические остатки обугленного растительного детрита, полосчатое распределение которого обуславливает микрослоистость породы, а также аутигенные образования — микрозерна пирита, сгустки окислов железа и



Рис. 13. Выход плитчатых алевро-аргиллитов (плиоцен?) на мысе Сугрובה (о. Гофмана). Фото В. Д. Дибнера

мельчайших зерен карбоната, местами образующих оторочки вокруг обломочных зерен. Наблюдаются также мельчайшие чешуйки мусковита и биотита. Местами алевролиты и аргиллиты содержат тонкие (до 4 см) прослой полимиктовых конгломератов. Кроме того, в делювии наблюдались неровные плитки темно-серых органогенных песчаных известняков, состоящих из скопления мелкобитой ракуши (отчасти замещенной кальцитом) и мелких галечек известковистого алевролита, сцементированных глинисто-карбонатным материалом. Общая видимая мощность этих отложений, перекрытых сверху маломощным слоем донной морены, около 25 м.

Из нескольких образцов этих пород Н. М. Бондаренко выделила 170 зерен пыльцы (85,5%) и спор (14,5%). В целом преобладает пыльца хвойных, составляющая в данном спектре 60%. Особенно многочисленна пыльца *Pinus* подрода *Diploxylon* (49%) и *Picea* sp. (9,5%); единично встречены также зерна пыльцы *Podocarpus*, *Glyptostrobus* и *Psophosphaera*. Покрытосемянные, в совокупности составляющие 24%, представлены *Betula* (12,5%), *Alnus* (5,6%), *Corylus* (?) (2,5%), *Juglandaceae* (1,5%), *Tilia* (1,5%) и единичными *Fagaceae*. Обнаружены также единичные пыльцевые зерна *Ericaceae* и *Compositae*, а среди спор — *Sphagnum* sp. (8%), *Polypodiaceae* (5%) и единичные *Bortichium* (?) и *Equisetum* (?). По заключению Э. Н. Кара-Мурзы и Н. М. Бондаренко, подобный комплекс ввиду присутствия во всех образцах *Corylus* (?), *Juglandaceae*, а также *Fagaceae* и *Glyptostrobus* (?) может указывать, скорее всего, на плиоцен.

Четвертичная система*

Среди четвертичных отложений Земли Франца-Иосифа выделяются плейстоценовые ледниковые отложения, связанные со сплошным оледенением архипелага; позднечетвертичные (позднеплейстоценовые) и современные (голоценовые) отложения морских террас; ледниковые и водно-ледниковые отложения современных ледников и одновозрастные им новейшие проточно-озерные, делювиальные, делювиально-пролювиальные, элювиальные и эоловые отложения.

Ледниковые плейстоценовые отложения

К ним относятся ледниковые образования, слагающие формы рельефа, ориентированные независимо от современных границ континентальных льдов и береговой линии островов. Так, на Земле Александры (вблизи залива Дежнева) моренные гряды и разделяющие их озерные котловины вытянуты в северо-западном направлении и срезаются фронтом ледника Лунного. Подобный ледниковый рельеф наблюдается также в соседней части Земли Георга — на полуострове Армитидж. На всех этих участках морена приурочена к склонам друмлинообразных экзарационных холмов высотой до 15—20 м. На мысах Нансена, Иогансена, Столбовом, Шмарда, Геллер, Сугрובה и других ледниковые отложения представлены моренными плащами.

Морена слагается обычно щебнисто-глыбовыми развалами (зачастую почти неотличимыми от продуктов морозного выветривания) с отдельными хорошо окатанными валунами до 1,5 м в диаметре или (что более типично) хрящеватыми валунными суглинками и супесями. На Центральной суше и западной оконечности Земли Александры (мыс Мэри Гармсуорт), территория которой сложена одними базальтами, чуждыми породами являются валуны и галька гранитоидов, гнейсов, кварцитов, кварцито-песчаников, реже доломитизированных известняков. Эти валуны были, вероятно, принесены с расположенных юго-восточнее островов — из развитых там верхнетриасово-лейасовых конгломератов. Северное направление переноса валунов зафиксировано и на восточной периферии архипелага, где на неогеновых отложениях о. Гофмана нами наблюдался плащ моренного суглинка с валунами кварцевых песчаников. По З. З. Ронкиной (Дибнер и др., 1961), последние имеют в составе тяжелой фракции гранат с очень высоким показателем преломления, известный для лейасовых песчаников, слагающих восточную оконечность расположенного южнее о. Беккера. О том же, видимо, говорит и находка Ю. Пайером (Payer, 1875) гранитного валуна на базальтах мыса Германия (о. Рудольфа), куда он мог попасть и из верхнетриасово-лейасовых отложений, известных только южнее этого мыса.

Поскольку распространение эратических валунов и местоположение краевых форм указывает на связь рассмотренных ледниковых отложений с существованием и последующей деградацией ледяного щита, перекрывавшего весь архипелаг в целом, мы их относим к плейстоцену.

Видимая мощность этих отложений, судя по покровным моренным суглинкам о. Гофмана, равна 2,5—3,0 м.

* Отложения этой системы в связи с их малой мощностью на прилагаемой геологической карте не показаны.

Морские позднечетвертичные (позднеплейстоценовые) и современные (голоценовые) отложения

В западной половине архипелага на скалистых мысах островов Земли Георга, Белл, Мэйбел и др. Р. Кетлиц (Kettlitz, 1898) наблюдал узкие террасовые площадки от 55 до 250 м высоты с хорошо окатанными валунами и галькой местных (основных) пород, обычно несущих следы выветривания. В нескольких пунктах на этих площадках обнаружены кости тюленя и моржа, а на о. Гукера на высоте около 150—160 м известны единичные находки створок *Saxicava arctica* и *Mya truncata*. Морское (абразионное) происхождение имеют, видимо, и плакорные поверхности рельефа высотой до 95—100 м над уровнем моря на островах Хейса и Грэм-Белл, которые, в противоположность одновысотному рельефу на Земле Александры и Земле Георга, не несут следов оледенения и сравнительно интенсивно расчленены радиальной сетью ручьев, как всякие поверхности, постепенно приподымающиеся из-под уровня моря.

Радиоуглеродные исследования плавника с 26-метровой береговой линии мыса Данди определили ее возраст в 7500 лет. Следовательно, рассматриваемые террасы являются более древними. Кроме того, вслед за М. Г. Гросвальдом (1963 г.) необходимо принять во внимание, что здесь, как и на Шпицбергене, террасы «верхнего комплекса» поднимаются из-под уровня моря минимум в 10 раз быстрее, чем «нижние террасы», возраст которых моложе 8000 лет, т. е. со скоростью не менее чем $\frac{26 \text{ м}}{7,5 \text{ тыс. лет}} \times 10 = 35 \text{ м}/1000 \text{ лет}$. Отсюда формирование 250-метрового уровня следует относить приблизительно к 15—16 тыс. лет.

Приведенный расчет, а также единичные находки *Mya truncata* и *Saxicava arctica* указывают на то, что террасы высотой 55—250 м на Земле Франца-Иосифа соответствуют в основном позднеледниковому холодному интервалу Шпицбергена.

К современным (голоценовым) морским отложениям на Земле Франца-Иосифа отнесены широко развитые террасы «нижнего комплекса» высотой от 3—5 до 35—40 м. Эти террасы отличаются хорошей сохранностью морских отложений, представленных песками, галечниками, хрящом и плохо окатанными обломками, реже — валунами и галькой базальтов и долеритов. Среди каменного материала наблюдаются скопления литотамния, раковин и костей морских животных, а также плавник, прослой водорослевого торфа и линзы захороненных морских льдов (рис. 14).

Террасы высотой 35—40 м по своей геоморфологической выраженности и степени сохранности рыхлого покрова занимают промежуточное положение между верхним и нижним комплексами. Встречаемая здесь единичная фауна моллюсков представлена формами: *Astarte borealis*, *Mya truncata*, *M. arenaria*, *Saxicava arctica* и *Balanus* sp. На этих же уровнях встречаются кости тюленей, китов, древний плавник и разрушающийся покров водорослевого торфа. По своей биостратиграфической характеристике и положению — непосредственно под террасами заведомо верхнего комплекса — 35—40-метровые террасы Земли Франца-Иосифа могут быть сопоставлены с верхними астартовыми террасами Западного Шпицбергена, формировавшимися в начале последнего ледникового теплого интервала (соответствуют уровням 40—16 м в Билле-фиорде).

Лучше всего выраженная на архипелаге терраса высотой 20—25 м в своих существенно песчаных отложениях содержит створки *Astarte borealis* (Chemn.) f. *typica* Mörch., *Mya truncata* var. *uddevalensis*

Напосок, *Saxicava arctica* (L.) f. *typica*, а также единичные гастроподы *Margarites (Pupillaria) cinereus* (Couthouy) и обломки *Balanus* sp. На этой же террасе М. Г. Гросвальд обнаружил полузахороненный ствол плавника, который в Радиокарбонной лаборатории Геохимического института АН СССР был датирован возрастом 7445 ± 135 лет. Судя по местонахождению плавника в нагорном крае террасы, время ее формирования могло кончиться на 1—1,5 тыс. лет позднее, т. е. охватить 6000—7500 лет.

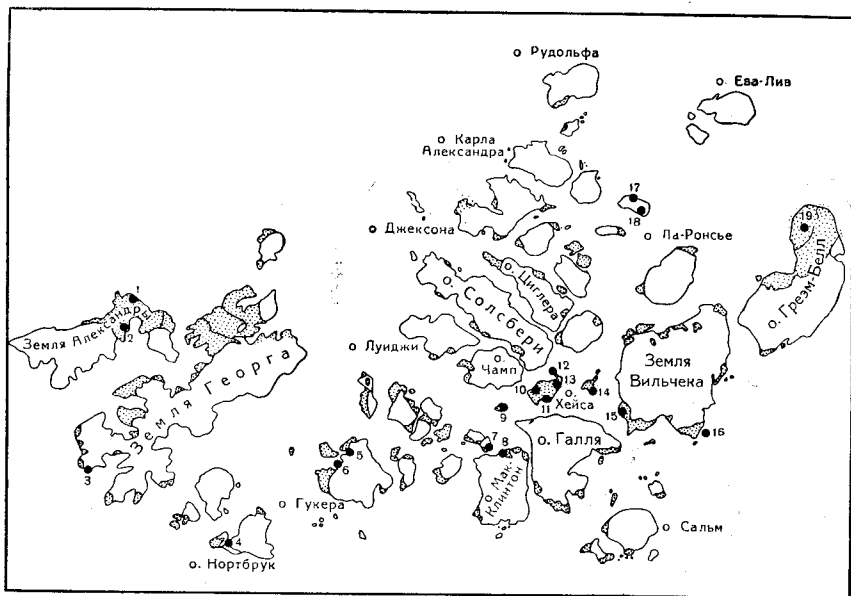


Рис. 14. Пункты находок (см. цифры на карте) фауны беспозвоночных на морских террасах нижнего комплекса островов Земли Франца-Иосифа (крапом показаны участки суши, свободные ото льда)

Терраса 15—18 м (зачастую это вал на склоне 20—25-метровой террасы) характеризуется наиболее разнообразным комплексом фауны беспозвоночных, в котором наряду с преобладающими аркто-бореальными формами *Balanus crenatus* Brugn., *Natica clausa* Brod. et Sow., *Polynices pollidus* (Brod. et Sow.), *Sipho islandicus* Chemn., *Astarte borealis* (Chemn.) f. *typica*, *A. borealis* (Chemn.) var. *placenta* Mögch., *Mya truncata* L. f. *typica*, *Saxicava arctica* (L.) f. *typica*, *S. arctica* (L.) f. *pholadis*, а также арктическими *Trochopneustes clathratus* (L.), *Musculus disrepans* (Gray), *Astarte montagui* (Dill.) f. *typica* Jensen, *Buccinum groenlandicum* Chemn., *B. hydrophanum* Hanst. var. *elata*, *B. glaciale* L., *Neptunea borealis* Phill., *Cyrtodaria curriana* Dunk. и высокоарктическим видом *Serripes groenlandicus* (Chemn.) встречен также бореальный вид — *Mya arenaria* L. На поверхности террас встречаются в основном листовидный плавник и кости китов, наблюдаемые на этих уровнях особенно часто. Возраст 15—18-метровой террасы как промежуточный между 20—25 и 8—10-метровыми террасами (см. ниже) мы относим к периоду 5000—6000 лет тому назад. Таким образом, 20—25 и 15—18-метровые террасы Земли Франца-Иосифа, вероятно, соответствуют «нижним астартовым террасам» Билле-фиорда, где они имеют высоту 6—17 м над уровнем моря.

В морских отложениях 8—10-метровой террасы фауна беспозвоночных носит преимущественно аркто-бореальный и отчасти арктический характер. На берегах залива Дежнева это исключительно *Saxicava arctica* L., *Mya truncata* L., образующие местами рыхлые ракушечники, которые совместно с известковистыми корками водорослей *Lithothamnium* слагают слой мощностью 0,2—0,4 м. На перешейке скалы Рубини (о. Гукера) к этим двум формам присоединяется *Astarte borealis* (Chemn.) var. *placenta* (Möggch.). Еще восточнее, на о. Хейса, к этим весьма обычным для террас Земли Франца-Иосифа формам присоединяются различные арктические виды букцинумов — *B. hydrophanum* Hancock, var. *elata*, *B. glaciale* L. f. *typica*, *B. tenue* Gray и принадлежащая к этому же комплексу *Neptunea borealis* (Phill.).

Два образца древнего плавника с поверхности 10-метровой террасы были подвергнуты радиоуглеродным исследованиям. Первый образец, привезенный В. Д. Дибнером в 1956 г. с валунно-галечной террасы южного берега Земли Александры (10 м над уровнем моря), был исследован в Радиоуглеродной лаборатории Института археологии АН СССР, где его возраст определили в 4250 ± 90 лет. Вторым образцом, доставленным в 1960 г. Л. С. Говорухой с 10-метровой террасы, развитой на северо-восточной окраине о. Хейса, был датирован в радиоуглеродной лаборатории Геохимического института АН СССР очень близким возрастом, 4775 ± 135 лет, о чем сообщили Гросвальд и др. в 1961 г. Прекрасная сходимости этих данных является, в частности, лучшим доказательством правомерности корреляции одновысотных террас между удаленными друг от друга пунктами архипелага. Время образования 8—10-метровых террас Земли Франца-Иосифа мы относим к периоду 2500—5000 лет, что в Билле-фиорде соответствует «террасам *Mytilus*», имеющим там высоту 3—6 м над уровнем моря.

К отложениям современных береговых валов и пляжей следует отнести валунно-галечные, щебенчатые и реже песчано-илистые наносы, развитые от уреза воды до высоты 3—5 м над уровнем моря. Для них характерен комплекс беспозвоночных, в котором преобладают аркто-бореальные формы — *Balanus balanus* L., *B. crenatus* Brugniere, *Puncturella noachina* (L.), *Buccinum fragile* G. Sars, *Natica clausa* Brod. et Sow., *Plicifusus kroyeri* (Möller), *Astarte borealis* (Chemn.) f. *typica*, *A. borealis* var. *placenta* (Möggch.), *A. compressa* L., *Mya truncata* (L.) f. *typica*, *Mya truncata* var. *uddevalensis* Hancock, *Saxicava arctica* (L.) f. *typica* L., *S. arctica* f. *pholadis* L. Совместно с перечисленными видами встречаются преимущественно арктические формы *Astarte montagui* (Dillw.) f. *typica* Jensen, *A. montagui warhami* Leche, *Buccinum hydrophanum* Hancock, var. *elata*, *B. glaciale* L. f. *typica*, *B. tenue* Gray, *Neptunea borealis* (Phill.), *Cyrtodaria curriana* Dunk., а также высокоарктический вид *Serripes groenlandicus* (Chemn.).

В целом приведенный фаунистический комплекс отличается еще большим разнообразием, чем комплекс 15—18-метровых террас, однако в связи с полным отсутствием бореальных видов современный комплекс выглядит более холоднолюбивым.

Формирование отложений низких террас, береговых валов (3—5 м) и современных пляжей следует относить к последним 2000—2500 лет и сопоставлять с нижними террасами Билле-фиорда, имеющими там высоту 0—3 м.

Ледниковые, водно-ледниковые и другие современные (верхнеголоценовые) отложения

Современные ледниковые отложения аккумулируются в основном ниже уровня моря, что происходит путем вытаивания обломочного материала как непосредственно из подводных частей ледниковых барьеров, так и из многочисленных айсбергов. Субаэральные фации современных ледниковых отложений представлены боковыми, срединными и сравнительно редко встречающимися фронтальными, конечными и основными моренами. К боковым моренам относятся, в частности, морены



Рис. 15. Современная зандровая равнина вблизи ледяного купола Кропоткина на о. Земля Александры. Фото В. Д. Дибнера

ледника Юрия и других ледяных потоков о. Гукера (ледник Медвежий и др.). Боковые морены также известны на островах Нансена, Брэйди, Луиджи, Солсбери, Галля и на других островах Центральной группы, а также на Земле Вильчека, обладающих наиболее расчлененным коренным рельефом.

Фронтальные, конечные и основные морены современных ледников встречаются сравнительно редко, так как подавляющая часть ледниковых потоков сползает в море. Только самостоятельные ледники и «паразитические» ледяные потоки, кое-где сползающие на прибрежные низины через щелеобразные понижения в бровках плато (район мыса Виллас и др.), отложили концентрические валы (до четырех) конечных морен, сложенных суглинисто-щебнистым и глыбовым материалом. На мысе Васильева и в других местах между внутренним краем конечноморенного комплекса и фронтом ледника хаотически разбросаны конические холмики основной морены. Последние выражены все более четко по мере приближения к краю ледника, из периферической части которого они вытаивают.

Современные водно-ледниковые отложения известны только в виде выносов зандровых полей (рис. 15), формирующихся в результате сезонной деятельности многочисленных беспрерывно меняющих свои русла ручьев, стекающих с ледяных покровов и на своем пути к морю перебивающих и широко разносящих материал современных и более древних морен (Земля Александры, полуостров Армитидж, плато мыса Седова на о. Гукера, о. Нансена и др.).

С отложениями современных морен и зандров повсеместно связаны образующиеся одновременно с ними озерно-ледниковые отложения, формирующиеся в основном в ложбинах — впереди фронтов ледяных покровов.

Современные аллювиально-озерные (проточно-озерные) отложения связаны с той частью только еще зарождающейся на архипелаге гидро-сети, которая в отличие от зандровых потоков получает чисто снеговое питание; с ее деятельностью связано формирование только пойменных фаций.

Более типичны аллювиальные отложения на островах Грэм-Белл, Хейса и некоторых других однотипных участках суши, где постепенно поднимающиеся из-под уровня моря участки размываются (местами вплоть до состояния бэдленда) сетью относительно стабильных водотоков, которые откладывают большую часть аллювия в своих зачаточных дельтах и авандельтах. Илестые отложения современных озер осаждаются на дне отчлененных бывшими пересыпями древних лагун. По данным Л. С. Говорухи и др. (1965 г.), их ныне опресненные воды имеют зеркало на уровне до 20—25 м, что соответствует высотам современных (голоценовых) морских террас, к которым они приурочены (Говоруха и др., 1965).

Делювиальные образования представлены щебенчато-глыбовыми осыпями, которые даже на выходах осадочного мезозоя с поверхности обычно сложены обломками базальтов и долеритов, на значительных участках склона целиком скрывающими от наблюдателя коренные выходы и осыпи осадочных пород.

К делювиально-пролювиальным отложениям следует относить продукты разрушения, которые скапливаются в нижних частях делей и оврагов.

Элювиальные образования формируются в основном на отдельных участках базальтовых и долеритовых плато, лишенных ледниковых и морских отложений, где они представлены щебенчато-глыбовым материалом с примесью дресвы.

МАГМАТИЗМ

Магматические образования архипелага представлены базальтовыми потоками, покровами и связанными с ними туфами, а также основными гипабиссальными интрузиями, внедрившимися между эффузивами и в подстилающие и перекрывающие их осадочные отложения. Как будет показано ниже, по своим геологическим позициям и петрохимическому составу все эти образования в целом соответствуют платобазальтовой формации, отличающейся от базальтов Гренландии и Скандинавии в основном только более древним возрастом.

Д. В. Левиным на юго-востоке о. Солсбери, в районе скал Недоступных методами аэромагнитной съемки выявлено вертикально залегающее тело, характеризующееся обратной намагниченностью, что, видимо, как и на Сибирской платформе, указывает на наличие интрузии ультраосновного состава (Левин и др., 1963).

Основные эффузивы

Самые маломощные (2—3 м) потоки и покровы сложены миндалекаменными базальтами почти черного цвета с гиалиновой или гиалопилитовой структурой основной массы. В более мощных покровах мандельштейны слагают верхнюю оторочку мощностью до 4 м. В глубинных частях этих покровов по мере уменьшения количества стекла

их основная масса приобретает толеитовую, интерсертальную или даже переходную к офитовой структуры. По направлению к основанию покровов базальты снова становятся стекловатыми, но отличаются здесь почти полным отсутствием миндалин и буро-красным цветом (в зоне закала).

Миндалекаменные базальты содержат миндалины от 0,2 до 7,0 мм в поперечнике, образованные сноповидными и лучистыми агрегатами кристаллов цеолитов либо идингситом — боулингитом и еще реже — кальцитом. В целом миндалины составляют от 20 до 70% этой породы. В базальтовых покровах мыса Флора Ф. Нансен (Nansen, 1900) наблюдал миндалины, достигающие трех дюймов в длину и вытянутые в юго-западном направлении. Поскольку лава на дневной поверхности растекалась, скорее всего, перпендикулярно направлению подводящих трещин, можно предполагать, что последние имели северо-западное простирание. В шлаковых оторочках базальтовых покровов наряду с обычными миндалинами наблюдаются крупные выделения кальцита и жеоды (до 20—30 см), выполненные кальцитом и различными модификациями кварца. Среди элювия базальтов нередко находки обломков халцедона и кремнистых туфов, содержащих растительные остатки, указывающие на то, что гидротермальная деятельность протекала также и на дневной поверхности.

В нижнем контакте того или иного покрова базальты (обычно гиалобазальты) образуют тонкую (6 мм) корочку, состоящую из буро-красного стекла с идиоморфными вкрапленниками (до $1,4 \times 1,0$ мм) плагиоклазов, пироксенов и др.

По данным Н. П. Лупановой (1953 г.) и Т. Н. Спижарского (1947), контактовое воздействие покровов на перекрываемые ими породы сказывается на глубину 0,2—0,4 м. При этом наибольшему изменению подвергаются глины, которые не только сильно уплотняются и приобретают темно-красный или фиолетовый оттенок, но иногда даже превращаются в тонкосланцеватые глинистые сланцы, содержащие мелкие шарики бурого стекла и пронизанные тончайшими прожилками кальцита. Заметному обжигу (также на указанную глубину) подвергаются осадочные породы псаммитового и псефитового состава. Угли в горячем контакте графитизируются или превращаются в золу.

Вулканические туфы, изредка встречающиеся между нижними базальтовыми покровами, представляют собой темно-серые пористые рассыпающиеся при ударе породы, содержащие в порах выделения цеолитов, реже — гипса. Туфы, залегающие в основании базальтовой толщи мыса Данди, по данным Н. П. Лупановой, обычно состоят из округлых обломков (до 3,0 мм) палагонитового базальта, заключенных в витрокластической палагонитовой массе. Другая разновидность туфов состоит из обломков плагиоклазов, пироксенов и вулканического стекла с шарообразными пустотами, выполненными кальцитом. В туфах встречаются вулканические бомбы до 0,2 м в диаметре.

Гипабиссальные интрузии

На Земле Франца-Иосифа широко развиты секущие и пластовые интрузии, близкие по своему минеральному составу эффузивам. Они отличаются от них по структуре основной массы, которая в зависимости от мощности того или иного тела и степени раскристаллизации видоизменяется от гиалиновой до офитовой и габбро-офитовой.

На территории архипелага повсеместно распространены дайки. Особенно четко они выделяются на востоке, там, где вследствие отсутствия базальтовых покровов на значительной площади дневной по-

верхности обнажаются их контакты с рыхлыми осадочными породами. Дайки приурочены в основном к системам трещин северо-западного и северо-восточного простираний. Они прослеживаются на протяжении многих десятков километров и имеют мощность от нескольких до 20—25 м (не считая отдельных раздувов).

Наиболее ярко выделяется система даек северо-западного и близкого к нему направлений, которые наглядно представлены на островах Грэм-Белл, Земля Вильчека, где к ним, в частности, относятся нунатаки «гор Вюллерсторфа», а также на островах Ля-Роисьер, Хейса, Южном Комсомольском и других. Благодаря своим резко выраженным денудационным гребням эти дайки иногда даже сказываются в рельефе островных льдов и прослеживаются с одного острова на другой в рельефе морского дна. Таким образом удалось, например, проследить дайку, пересекающую архипелаг в северо-западном направлении от островов Гохштеттера через острова Галля, Хейса, Чамп и Луджи вплоть до мыса Петигакс включительно — на протяжении около 140 км (?). Эту дайку мы ниже будем называть «дайкой Диагональной».

Контакты даек почти вертикальны. Образуемые ими гребнеобразные останцы имеют зачастую наибольшую относительную высоту у наименее мощных даек, сложенных более прочными (стекловатыми) породами. Обычно дайки разбиты на параллелепипедальные блоки отдельности высотой 1,0—2,0 м и шириной 0,3—0,5 м, вытянутые вкрест дайки на полную ее мощность.

Дайки северо-западного простирания являются, вероятно, подводными каналами к базальтовым покровам и, кроме того, наиболее молодыми, так как всегда секут дайки северо-восточного простирания. Эти дайки лучше всего изучены на островах Грэм-Белл и Хейса, где они прослеживаются по гребням холмов, сложенных псаммитами васильевской свиты, на расстоянии от 1—2 до 6—7 км друг от друга. Дайки отличаются исключительной прямолинейностью и малой мощностью, не превышающей обычно 3—7 м. Такая картина повсеместно наблюдается на о. Грэм-Белл. Напротив, на о. Хейса дайки в той или иной мере «искривлены» и не выдержаны по мощности. Это, как известно, характерно для апикальных частей даек, образовавшихся в синмагматических трещинах вблизи тогдашней дневной поверхности. Так, на западной окраине о. Хейса наблюдаются две-три прерывистые цепочки даек (составная часть дайки Диагональной) очень неравномерной мощности, отдельные звенья которых длиной от 100—300 до 2000—3000 м приурочены к кулисообразно расположенным «рваным» трещинам, которые вскрыты современным денудационным срезом на глубине всего несколько десятков метров от бывшей дневной поверхности. Последнее подтверждается тем, что одно из звеньев этих даек оказалось сложенным агломератовыми витрокластическими туфами, которые на глубине постепенно сменяются темно-серыми, частью амигдалоидными базальто-долеритами, а вверх по разрезу переходят в типичное жерло взрыва. В нескольких километрах севернее последнего в небольшом грабене сохранился залегающий на песчаниках васильевской свиты слой аналогичного агломератового туфа, перекрываемого базальтовым покровом. Аналогичные кулисообразно расположенные дайки устанавливаются, по данным аэрофотосъемки, и в районе пролива Трининген.

Дайки о. Хейса возникли не все одновременно, что видно из пересечения одной из даек, имеющей простирание 320°, более древней очень маломощной (1—2 м) дайкой, простирающейся на 300°.

Известны очень мощные дайки северо-западного простирания, останцы которых обычно образуют основу крупных мысов. Так, оконечность мыса Тегетхофф (о. Галля) слагается раздваивающейся дайкой (рис. 16), которая в отдельных раздувах достигает 100—120 м мощности. Оба разветвления дайки прослеживаются до обнажающихся на высоте около 250 м над уровнем моря базальтовых покровов, к которым они подходят как типичные подводящие каналы. Мощная дайка северо-западного простирания пересекает также острова Гукера и Скотт-Келти, где она образует крупнейшие из известных на архипелаге раздувы скал Рубини (рис. 17) и Антирубини. Эти субвулканические образования, разделенные между собой проливом Мил-



Рис. 16. Останцы раздваивающейся дайки, образующей основание мыса Тегетхофф (о. Галля). Фото А. Н. Радыгина

лениуса, имеют мощность до 600 м. Прекрасно обнаженная с трех сторон, абрадируемая морем скала Рубини широко известна в геологической литературе в связи с особенно ярко выраженной столбчатой (шести-, реже пяти- и четырехгранной) отдельностью, направленной под различными углами к горизонту и местами расходящейся веерообразно. Крупная столбчатая отдельность характеризует также восточную оконечность о. Скотт-Келти — скалу Антирубини. Оба раздува возникли, видимо, также вблизи дневной поверхности, которая в противоположность поверхности о. Хейса была в это время уже

услана несколькими базальтовыми покровами. С последними раздув Антирубини имеет активный контакт. Магма поступала и застывала в раздувах, вероятно, отдельными порциями, каждая из которых внедрялась между ранее затвердевшими и остывшими инъекциями. Такой механизм формирования интрузий Рубини и Антирубини может не только объяснить особенности расположения их столбчатой отдельности, но и делает понятным удивительную однородность петрографической структуры, микродолеритов, слагающих как бы целый комплекс сравнительно маломощных элементарных интрузий. С дайкой Рубини — Антирубини, видимо, как-то связаны являющиеся, возможно, ее апофизами мощная габбро-долеритовая дайка мыса Седова и дайка горы Чурляниса. Последняя любопытна тем, что, несмотря на 15—20 м мощности, имеет резко выраженное миндалекаменное строение. Эта дайка с ее многочисленными крупными цеолитовыми миндалинами возникла, возможно, в результате заполнения какой-то зияющей трещины, образовавшейся на одном из этапов многофазного внедрения раздува скалы Рубини.

Дайки северо-западного простирания являются подводящими к одним базальтовым покровам и, естественно, секут другие (более древние), что хорошо видно на аэрофотоснимках западных островов архипелага (Галля, Александры, Артур и др.). На восточной оконечности о. Гофмана (мыс Сугрובה) известна наиболее молодая долеритовая дайка северо-западного простирания (мощностью около 10 м), рассекающая песчаники сеноманского возраста.

К дайкам северо-восточного простирания относятся надводные (острова Кобург, Торуп и др.) и подводные дайки проливов Ней-

майера и Тринингена, дайки, слагающие острова Столичка, Ламон, а также мысы Кремсмонстер (о. Джексона), юго-западный мыс о. Куна и многие другие образования. Эти дайки имеют сравнительно большую мощность, измеряемую ориентировочно от 15 (острова Торуп, Северный Комсомольский) до 100—150 м (острова Гоуэн, Кобург).

Маломощные (до 7 м) дайки сложены порфиоровыми базальто-долеритами, которые в зависимости от степени кристаллизации имеют гиалиновую, гиалопилитовую, интерсертальную и на отдельных участках офитовую структуры основной массы. Гиалиновая структура

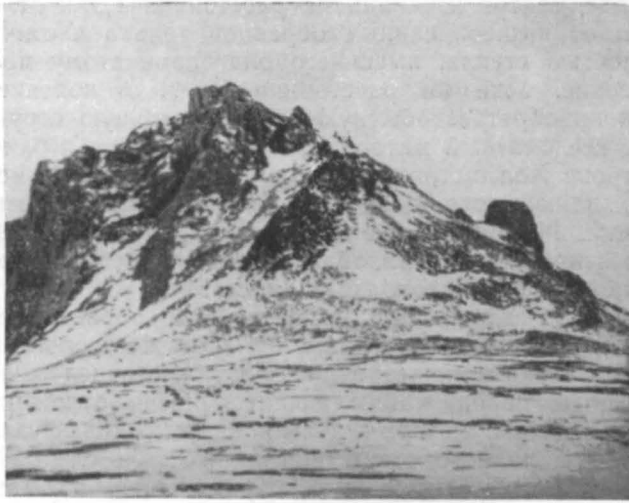


Рис. 17. Скала Рубини (вид с востока) — крупнейший на архипелаге раздув дайки

основной массы характерна для зальбандов и иногда присутствует на отдельных участках, более удаленных от контактов. Гиалопилитовая и интерсертальная структуры характеризуют основную массу совсем маломощных и краевые части 5—7-метровых и более мощных даек. Центральные части последних имеют офитовую и близкие к ней структуры основной массы. Здесь уже местами встречены гломеропорфировые разности, которые можно отнести к среднезернистым долеритам или переходным к ним породам. Центральная часть дайки, слагающей мыс Геллер (мощность ее около 50 м), сложена габбро-долеритом, являющимся наиболее раскристаллизованной разновидностью рассматриваемого здесь ряда пород. Эти долериты и габбро-долериты имеют соответственно офитовую и габбро-офитовую (с участками толеитовой) структуры основной массы. Для характеристики горных пород, слагающих скалу Рубини, мы располагаем многочисленными образцами, взятыми с ее северного и восточного обрывов. Все они представлены одной и той же породой, весьма близкой к порфиroidным долеритам, но отличающейся несколько необычной мелкозернистостью, в связи с чем ее можно именовать микродолеритом. В ней присутствует от 15—20 до 25—30% фенокристаллов плагиоклаза, авгита и иногда бронзита, образующих гломеропорфировые скопления.

На Земле Франца-Иосифа весьма наглядно виден характер взаимодействия магмы даек с вмещающими их слабо и вовсе не сцементи-

рованными отложениями, что было изучено Л. А. Чайкой на материалах с о. Грэм-Белл. Зальбанды даек сложены миндалекаменными базальто-долеритами, состоящими из свежего, почти непрозрачного зеленовато-бурого стекла с редкими (3—5%) микролитами основного плагиоклаза (0,3—0,4 мм). В стекле рассеяны полуокатанные зерна кварца и неправильные микроксенолиты (до 2,0—3,0 мм) кремнисто-кварцевого песчаника с базальным карбонатным цементом, захваченные магмой при внедрении ее во вмещающие псаммиты. Граница между такими ксенолитами и стеклом резкая. Никаких химических изменений ксенолитов или минералов самого гиалобазальта не зафиксировано. Обломки песчаника и отдельные его зерна наблюдаются также в породе, взятой из дайки на расстоянии 1,0 м от ее контакта, и отличаются от вышеописанных образцов только частичной раскристаллизованностью стекла, имеющего благодаря этому местами фельзитовое строение. Уже на расстоянии 2,0 м от контакта базальто-долерит даек приобретает обычную интерсертальную структуру основной массы и ксенолитный материал в нем исчезает. Вблизи одной из даек полуострова Холмистого в осыпи был найден обломок базальтового шлака, являющегося, очевидно, самой внешней частью зальбандовой оторочки. Микроскопически этот шлак представляет собой нацело лимонитизированный гиалобазальт с пустотами на месте выщелоченных кристаллов плагиоклаза и авгита.

Пластообразно залегающие магматические образования ранее относились на архипелаге к покровам, однако уже геологические исследования 1953 г. показали, что существуют многочисленные пластовые тела изверженных пород, наблюдающиеся среди отложений верхнего триаса — нижней юры, которые нельзя отнести к эффузивам прежде всего по причине полного отсутствия каких-либо следов туфогенного материала в этих же отложениях. Кроме того, эти внедрившиеся в другие отложения пластовые тела оказались сложными полнокристаллическими породами с офитовой или габбро-офитовой структурами, которые, как известно, отсутствуют даже в центральных частях мощных покровов. Примечательно также и то, что в этих пластовых телах почти целиком (даже в эндоконтакте всяческого бока) отсутствуют миндалекаменные текстуры, широко развитые в верхних зонах базальтовых покровов архипелага. Рассматриваемые пластовые тела имеют рельефно выраженную крупностолбчатую отдельность с призматическими столбами, расположенными вертикально или реже расходящимися огромными пучками в разные стороны; в этом отношении они совершенно тождественны мощным раздувам даек, интрузивная природа которых не вызывает никаких сомнений, и резко отличаются от покровов, имеющих значительно менее отчетливую столбчатую отдельность и то только в своих центральных частях. Наконец, интрузивный характер пластовых тел окончательно подтверждается наличием на восточном берегу о. Хейса активного верхнего контакта горизонтально залегающих там долеритов с обнажающимися выше песчаниками васильевской свиты.

Пластовые интрузии Земли Франца-Иосифа большей частью имеют мощность от 20—30 до 100 м. Они зачастую обнаруживают приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам и поэтому так же, как и дайки, прослеживаются обычно с острова на остров и, видимо, развиты на очень больших площадях. Такие «региональные» пластовые интрузии, если перечислить их снизу вверх по нормальному разрезу, развиты: а) на границе свит вильчековской и васильевской (Земля Вильчека, острова Большой Комсомольский, Хейса, Ферсмана, Галля); б) на границе аалена с вышележащими от-

ложениями (острова Гукера, Райнера); в) в основании осадочно-эффузивной толщи нижнего мела (Земля Георга, острова Нортбрук, Гукера, Альджер, Земля Вильчека, Циглера и многие другие); г) между свитами солсбери и бухты Тихой (Земля Георга, острова Гукера, Солсбери, Луиджи и др.). Кроме того, встречаются маломощные пластовые интрузии локального распространения (в осадочно-эффузивной толще, в низах вильчековской свиты и др.). Судя по восточным островам Шпицбергена, наличие пластовых интрузий не исключено и среди отложений верхнемезозойско-кайнозойского структурного яруса.

Описание отдельных пластовых интрузий мы начнем с силла, внедрившегося между базальтовыми покровами мыса Альберта Маркама. Эта интрузия имеет мощность около 30 м. Слагающие ее породы приближаются к порфиоровидным долеритам центральных частей наиболее мощных (5—7 м) северо-западных даек о. Грезм-Белла. Центральная часть силла сложена габбро-долеритом, имеющим габбро-офитовую структуру основной массы. Вниз и вверх от центральной части силла структура основной массы последовательно сменяется офитовой (с участками толеитовой) и еще ближе к периферии — интерсертальной.

Над интрузией обнажается верхняя часть вместившего ее покрова порфировых базальтов, которые отделяются от долеритов резким уступом рельефа и отличаются от них отсутствием столбчатой отдельности. Базальты этого покрова отличаются от вышеописанной пластовой интрузии иными структурами основной массы. Если у пластовой интрузии наименее раскристаллизованная приконтактная зона представлена интерсертальной структурой основной массы слагающих ее пород (с содержанием стекла 17—18%), то у базальтового покрова такая степень кристаллизации наблюдается лишь в его центральной части; офитовая же и габбро-офитовая структуры, проявившиеся в центральной части силла, в базальтовом покрове нигде не наблюдались.

Пластовые интрузии мощностью от 5 до 30 м фиксируются среди базальтовых покровов полуострова Армитиджа, а также на мысах Стивена, Астрономическом и Форбса (южная часть Земли Георга), на мысах Мэри-Гармсуорт и Томас (Земля Александры) и на о. Скотт-Келли. Эти силлы сложены порфиоровидными и гломеропорфировыми долеритами с офитовой и толеитовой или интерсертальной структурами основной массы, очень сходными с породами, слагающими пластовую интрузию мыса Альберта Маркама.

В качестве примера пластовых интрузий, внедрившихся в верхнетриасовые — нижнелайасовые отложения, можно указать на силлы, развитые среди вильчековской свиты на северном побережье Земли Вильчека. Здесь, в районе мыса Виллас, В. К. Разиным описан мощный (60—70 м) долеритовый пласт, венчающий вершину мыса и образующий в интервале 240—300 м над уровнем моря вертикальные обрывы со столбчатой отдельностью (рис. 18). Этот пласт местами выступает кое-где из-под льда к востоку от мыса Виллас и, в частности, хорошо обнажен «в бортах» долины ледника Стремительного, а затем слагает крупные участки суши в районе мысов Шарда и Геллер. Пластовые интрузии северного побережья Земли Вильчека сложены средне- и крупнозернистыми долеритами и габбро-долеритами. Это полнокристаллические породы с офитовой или габбро-офитовой структурами основной массы, в общем сходны с долеритами и габбро-долеритами мощных даек. Особенно они близки к образцам из северной дайки о. Большого Комсомольского и мыса Геллер, с которыми их сближает высокая степень кристаллизации, наличие кварца,

биотита, бурой роговой обманки и участков микропегматита. Отдельные образцы, в которых содержание оливина достигает 8—10%, следует относить к оливиновым долеритам. Породы, по-видимому, часто несут следы автометаморфизма, сказавшегося в замещении авгита роговой обманкой, а плагиоклаза — кальцитом. Последнее сопровождается выделением кремнекислоты в виде ксеноморфных зерен кварца.

Итак, на Земле Франца-Иосифа наблюдается широкое развитие гипабиссальных секущих и пластовых интрузий, внедрившихся между нижнемеловыми базальтовыми покровами и в подстилающие и

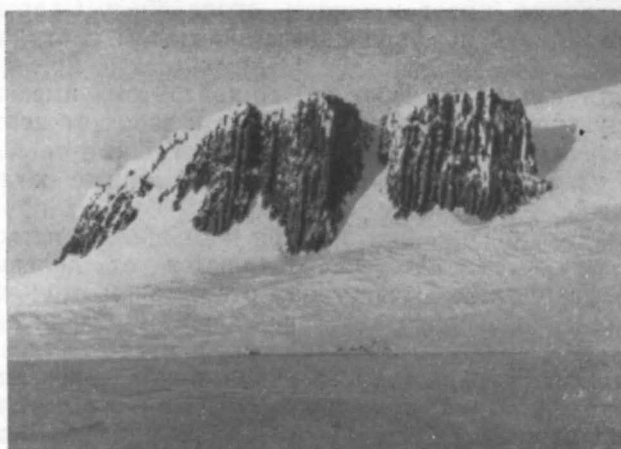


Рис. 18. Пластовая интрузия габбро-долеритов видимой мощностью до 60 м на мысе Виллас (о. Земля Вильчека)

перекрывающие их осадочные отложения. Гипабиссальные интрузии петрографически отличаются от базальтов покровов обычно только в структурном отношении. Особенно родственны эффузивам породы, слагающие 2—3-метровые дайки и краевые фации более мощных даек и представленные порфиоровыми базальто-долеритами. Последние имеют интересную, реже толеитовую структуры основной массы, сменяющиеся к зальбандам гиалопилитовой и гиалиновой структурами. Центральные части сравнительно мощных (5—7 м) секущих и пластовых тел сложены долеритами и габбро-долеритами с офитовой и габбро-офитовой структурами основной массы. Эти породы местами подвергались в той или иной степени автометаморфизму.

Для выяснения интервала времени внедрения гипабиссальных интрузий следует прежде всего учесть наблюдаемое в ряде мест, например на северном мысе о. Притчетта и мысе Брайс (о. Циглера), несогласное залегание базальтовых покровов на верхнетриасовых — нижнелейасовых отложениях, полого смятых совместно с внедрившимися в них пластовыми интрузиями. Из этого следует, что силлы и какая-то часть даек, обнажающихся среди верхнетриасово-нижнелейасовых отложений, внедрились в них, скорее всего, еще до излияния базальтов. В пользу такого предположения говорит еще и, вообще типичное для трапповых и платобазальтовых формаций, однообразие состава пластовых интрузий. Степень кристаллизованности последних ни в какой мере не связана с положением их в разрезе вмещающих пород, а является лишь функцией мощности той или иной пла-

стовой залежи. Например, пластовая интрузия, залегающая среди нижнемеловых базальтовых покровов мыса Альберта Маркама, представлена почти такими же по степени раскристаллизованности породами, как и пластовые интрузии среди верхнего триаса Земли Вильчека. На закономерность такого рода первый обратил внимание Л. А. Чайка при изучении таймырских пермо-триасовых интрузивных траппов, что позволило ему сделать вывод о длительности процесса их внедрения, компенсировавшего (вместе с эффузивной деятельностью и терригенным осадконакоплением) столь же длительное прогибание земной коры.

Исходя из этих соображений, мы полагаем, что на Земле Франца-Иосифа магматическая деятельность началась не позднее верхнего триаса и, скорее всего, еще не закончилась полностью в начале верхнего мела, так как апт-альбские эффузивы и секущие сеноман интрузии являются на архипелаге самыми молодыми не вообще, а лишь в современном денудационном срезе. До нижнего мела, точнее до готерива, осадконакопление сопровождалось только интрузивной деятельностью — формированием пластовых интрузий и подводящих к ним магму дайкам. В готериве началась интенсивная, эффузивная и эксплозивная деятельность, которая так же, как до этого нормальное осадконакопление, сопровождалась внедрением пластовых интрузий. Подводящими каналами в это время стали, вероятно, наиболее молодые дайки северо-западного простирания, внедрение которых не прекратилось и в сеномане.

По данным Н. П. Лупановой, статистически хорошо обоснованным и подтверждаемым 25 химическими анализами, произведенным позднее по сборам В. Д. Дибнера, базальты и долериты архипелага по основным компонентам химического состава сходны с траппами Сибири, но отличаются от них своей, в среднем несколько меньшей основностью. В минералогическом отношении для магматических пород Земли Франца-Иосифа характерно присутствие ромбического пироксена (до 5%) и оливина (до 15%), обычно замещенного идингсит-боулингитовыми псевдоморфозами, значительно менее развитых в пермо-триасовых траппах. Примечательно и повышенное содержание палагонита (за счет разложения стекла), а также повышенное содержание (до 15 и даже 30%) магнетита и титаномагнетита. Это так же, как и повышенная щелочность, является, видимо, указанием на субокеанический характер гипабиссальных интрузий и эффузивов Земли Франца-Иосифа и ее близость к верхнемеловым-палеогеновым плато-базальтам Брито-Арктической провинции (тулейская формация) и Верхоянско-Чукотской зоны, что отмечено Сперанской в 1963 г.

ТЕКТОНИКА

Земля Франца-Иосифа является частью внутриплатформенного (эпиконтинентального) прогиба юго-западного простирания, который мы ниже будем называть Груманланским. Этот прогиб выполнен толщей существенно мезозойских отложений, верхняя часть которых образовалась в результате широкого развития гипабиссального и эффузивного основного — субщелочного магматизма в этой зоне Баренцево-Карской плиты. Мегаструктура Земли Франца-Иосифа представляет собой часть Груманланского прогиба, приосевая зона которого трассируется от пролива Северо-Восточного (между островами Белая Земля и Грэм-Белл) в юго-западном направлении через проливы Березкина, Пандорфа (Ермак), через о. Хейса и наиболее раздробленную часть архипелага — в районе о. Гукера. Эта зона почти совпа-

дает с установленными несколько севернее по данным аэромагнитной съемки глубинным разломом того же простираения и связанной с ним отрицательной магнитной аномалией, указывающей на наличие ультраосновной интрузии на о. Солсбери. Не исключено, что с этой же приосевой зоной прогиба связаны базальтовая трубка взрыва и сопутствующие ей магматические проявления на о. Хейса, а также внедренные даек с субвулканическими раздувами на островах Винер-Нейштадт и Гукера. Намеченная приосевая зона прогиба локализуется как раз в полосе развития самых молодых (из дочетвертичных) отложений на о. Гофмана и наиболее молодых базальтовых покровов на островах, концентрирующихся вокруг о. Гукера.

Земля Франца-Иосифа расположена на пересечении Груманланского прогиба с неотектоническим поднятием блокового типа, протягивающимся вдоль материкового (Шпицбергенско-Североземельского) склона, в связи с чем мезозойские и даже более древние (?) образования выдвинуты здесь выше уровня моря (Атласов и др., 1963). В юго-западном направлении ось Груманланского прогиба погружается и сам он постепенно приобретает более четко выраженный характер, прослеживаясь через плато Персея в ложбину о. Медвежьего. На севере этой ложбины выявлены следы развития базальтов, видимо, одновозрастных нижнемеловым базальтам Земли Франца-Иосифа. Еще юго-западнее, в более глубоких участках Медвежинской ложбины, встречаются следы распространения алевролитов, содержащих фораминиферы верхнемелового — палеогенового возраста. Медвежинская ложбина в свою очередь через выположенную часть Норвежско-Шпицбергенского материкового склона сливается с Лофотенской впадиной Норвежского моря, для которой уже характерна земная кора океанического типа (Юинг, 1959; Деменцкая, 1965). Таким образом, Землю Франца-Иосифа следует рассматривать, как часть весьма протяженного прогиба, возникшего на первых этапах «океанизации» континентальной коры. Здесь, на Баренцевом шельфе, этот процесс не зашел в общем далее стадии экстенсивных трещинных излияний платобазальтов. Однако субпараллельность Груманланского внутриплатформенного прогиба срединно-океаническому хребту позволяет предполагать, что еще в неогене этот прогиб составлял как бы одно целое с морфоструктурами северо-восточной части Скандинавии. Впоследствии, видимо, после образования материкового (Норвежско-Шпицбергенского) склона Груманланский прогиб сильно замедлил темпы своего развития и поэтому сохранил континентальное строение земной коры, для которой здесь, однако, характерны несколько пониженные значения силы тяжести.

Для мезозойских отложений архипелага характерно горизонтальное или очень пологонаклонное залегание пластов.

Отдельные пликативные нарушения представлены пологими складками с размахом крыльев от 0,2—0,3 до 2—3 км и флексурными перегибами слоев с углами наклона от 3—5 до 10—15°. При этом наибольшие углы наклона, зафиксированные в складках различного порядка, приурочены обычно к верхнетриасовым — лейасовым отложениям, в то время как слои, залегающие выше, образуют почти всегда значительно более пологие складки.

Кроме того, на северном мысе о. Притчетта и на мысе Брайс (о. Циглера) наглядно видно резко несогласное залегание между верхним триасом — лейасом (включая внедрившиеся в эти слои пластовые интрузии) и вышележащими базальтовыми покровами.

С другой стороны, Ф. Нансеном на мысе Флора было установлено незначительное несогласие между лейасом (в современном понима-

нии) и среднеюрскими отложениями и параллельное залегание на последних базальтовых покровов.

Все это указывает на множественность небольших местных угловых несогласий и некоторое усложнение структуры вниз по разрезу, что отражает типичный для платформы характер колебательных движений.

Исключение составляют плиоценовые отложения о. Гофмана, которые в основном залегают горизонтально или с пологим ($5-7^\circ$) падением на юго-запад ($220-230^\circ$), но местами образуют небольшие складки северо-западного простирания с углами падения до 45° и флексуры с падением на юго-запад или северо-восток до 75° . Такие спорадические, но относительно интенсивные изгибы плиоценовых слоев не наблюдаются в более древних отложениях Земли Франца-Иосифа. Вероятно, эти дислокации имеют локальный характер и связаны с какими-то блоковыми подвижками складчатого фундамента на северо-восточной периферии архипелага. Менее вероятно, что это гляциодислокации, так как иначе они проявились бы и на многих других островах архипелага, сложенных с поверхности, хотя и более древними, но зачастую еще более рыхлыми отложениями.

В прототектонической структуре платформенных образований архипелага Земля Франца-Иосифа и о. Виктория различаются четыре структурных яруса: верхнепалеозойский (нижний — средний карбон?), нижнемезозойский (триас — юра), верхнемезозойский (нижний мел), верхнемезозойско-кайнозойский (верхний мел — неоген). Четвертичный период в тектонической жизни архипелага проявил себя главным образом интенсивными блоковыми подвижками (в начале этого времени), которые рассматриваются ниже как наложенные неотектонические проявления.

Верхнепалеозойский структурный ярус представлен нижне-среднекаменноугольными(?) угленосными отложениями, следы которых известны на островах Земля Георга, Луиджи, Циглера и Галля и среднекаменноугольными карбонатными отложениями о. Виктория.

Нижнемезозойский структурный ярус представлен континентальными и прибрежно-морскими отложениями верхнего триаса и всех трех отделов юрской системы. Эти слои нигде непосредственно не контактируют с отложениями более древнего структурного яруса. Однако известно, что весьма полно представленный триас Шпицбергена залегают там трансгрессивно на пермских и более древних образованиях. Аналогичные взаимоотношения наблюдаются на Северной Земле между верхнетриасово-юрскими(?) и среднепалеозойскими отложениями (Дибнер, Агеев, 1960).

Внутри рассматриваемого структурного яруса верхний аален (на о. Нортбрук) залегают с очень небольшим угловым несогласием на лейасовых отложениях. Более или менее точно устанавливаемые стратиграфические перерывы намечаются также между ааленом и батом, нижним и верхним келловеем, а также и в другие эпохи. Однако еще совершенно недостаточная изученность стратиграфии не позволяет определить масштабы и территориальное распространение этих несогласий. Поэтому выделение подъярусов внутри данного структурного яруса, общая видимая мощность отложений которого достигает 1500 м, пока преждевременна.

Отложения нижнемезозойского структурного яруса образуют местами типично паратектонические складки и флексуры, не имеющие определенной ориентировки и характеризующиеся, как уже указывалось, углами падения на крыльях до $10-15^\circ$. Центральная часть полуострова Холмистого, о. Хейса и некоторые острова, почти целиком

скрытые подо льдом (о. Ля-Ронсьер и др.), напоминают крупные куполовидные поднятия. При этом на полуострове Холмистом и в районе мыса Ганза известны образования, сходные с диапировыми ядрами протыкания.

Верхнемезозойский структурный ярус представлен преимущественно вулканогенными образованиями нижнего мела. Эти слои, общая видимая мощность которых достигает 600 м, залегают на глубоко расчлененной поверхности второго структурного яруса — на слоях различного возраста: от волжских до норийско-рэтских включительно, а на южной оконечности Земли Георга — даже на нижнекаменноугольных.

Как уже указывалось выше, нижнемеловые осадочно-эффузивные образования залегают еще более полого, чем подстилающие их триасовые и юрские слои, образуя также лишь спорадические пологие дислокации.

Верхнемезозойско-кайнозойский структурный ярус. На северо-востоке архипелага (о. Гофмана) осадочно-эффузивная свита погружается ниже уровня моря, и на дневной поверхности обнажаются прибрежно-морские — сеноманские и, после перерыва в обнажениях, плиоценовые(?) отложения. По данным Ю. Г. Киселева (1962 г.), сейсмозондирование, проведенное к югу от архипелага, показало, как мы уже упоминали выше, что мощность этого надбазальтового структурного яруса, наиболее полно представленного на дне моря, равна 150 м. Сеноманские слои залегают практически горизонтально. Что же касается плиоценовых(?) отложений, то их плейчатость носит безусловно локальный характер и, видимо, связана с блоковыми движениями фундамента — в районе западного склона желоба «Святой Анны».

Мезозойские осадочные и эффузивные образования второго, третьего и отчасти четвертого ярусов на протяжении всего юрско-мелового времени интродировались многочисленными гипабиссальными интрузиями долеритов и габбро-долеритов.

На архипелаге наблюдаются многочисленные и местами весьма интенсивные разрывные дислокации, вносящие дополнительное, иногда весьма существенное, усложнение в его прототектонику, накладываясь на все вышерассмотренные структурные ярусы.

В качестве первого примера этого рода нарушений укажем на несколько горстов, образовавшихся по линиям разломов север-северо-западного простирания в районе мыса Флора на о. Нортбрук. Эти разломы были известны еще Ф. Нансену и Р. Кетлицу, которые установили, что асимметричная глыба мыса Гертруды поднята относительно аналогичных глыб «Скал Галли» и мыса Флоры соответственно на 40 и 200 м (рис. 19). Другой пример разрывных дислокаций наблюдался В. Д. Дибнером в западном и восточном бортах долины ледника Стремительного (Земля Вильчека), где прослеживается ряд субширотных разломов, по плоскостям которых отдельные блоки передвинулись в вертикальном направлении друг относительно друга на 20—80 м, что фиксируется разновысотным положением отдельных частей разбитого сбросами силла (рис. 20). Судя по положению линий сбросов на обоих бортах долины, которые обнаруживаются также и на плановых аэрофотоснимках, видно, что эти линии ориентированы на восток-северо-восток параллельно северному берегу Земли Вильчека. Западнее, в районе этого же берега, восток-северо-восточными и север-северо-западными сбросами сильно осложнен район мысов Шмарда и Геллера.

Крупное субширотное разрывное нарушение отмечается также в северо-западной части о. Гукера, где на северном и южном берегах бухты Тихой на одних и тех же гипсометрических уровнях обнажаются лейасовые и келловейские слои, и заметно сдвинуты один относительно другого субвулканические раздувы единой дайки — скалы Рубины и Антирубины. Сбросодвиги с горизонтальными смещениями до 80 м установлены по аэрофотоснимкам и непосредственными геологическими наблюдениями на островах Хейса и Большом Комсомольском и во многих других местах.

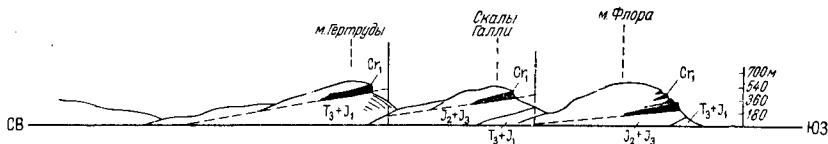


Рис. 19. Система разломов в юго-западной части о. Норбрук. По Р. Кетлицу

Дополнительно к приведенным геологическим данным следует учесть уже давно замеченные особенности геоморфологического плана архипелага, выраженные в приуроченности береговой линии и особенно, как мы теперь знаем, подводных склонов к линиям северо-за-



Рис. 20. Разбитая сбросами пластовая интрузия. Борт ледника Стремительного на о. Земля Вильчека. По К. Ф. Невской

падного, северо-восточного, а также долготного и широтного простираний. Геолого-геоморфологическое изучение островов и проливов Земли Франца-Иосифа показывает, что наиболее крупными горстами являются отдельные острова или их группы высотой до 400—600 м с их подводными цоколями, сравнительно полого погружающимися на глубину до 200 м, а крупнейшими грабенами являются наиболее глубокие (до 500—600 м) участки проливов — «каналы». В западном и на большей части центральных секторов архипелага преобладают разрывные нарушения диагональных направлений. Если судить по взаиморасположению этих двух систем на территории архипелага и в прилегающих районах Баренцево-Карского шельфа, неотектонические движения по широтным и меридиональным разломам проявились позднее и более резко, чем по диагональным разломам. Это, в частности, обусловило наиболее широкий размыв мезозойско-кайнозойских отложений на востоке архипелага, особенно на о. Грэм-Белл — непосредственно вдоль «вздернутого» западного борта желоба Святой Анны.

В настоящее время по степени своей раздробленности неотектоническая структура Земли Франца-Иосифа представляет собой нигде более на Арктическом шельфе неповторимую мозаику опущенных и приподнятых (амплитуда до 1000 м и более) крупных и мелких блоков, образовавшихся в начале плейстоцена.

Южная периферия цоколя Земли Франца-Иосифа окаймляется почти сливающимися между собой узкими желобами, отдельные

звенья которых имеют северо-западное и северо-восточное простираия. Эти мелкие желоба вместе с углублениями континентального склона и желобами Франц-Виктория и Святой Анны создают в целом кольцевое понижение вокруг архипелага, видимо, компенсационного характера.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития Земли Франца-Иосифа и о. Виктория может быть рассмотрена начиная с нижнекаменноугольного времени.

В нижнекаменноугольное (визейское) время архипелаг являлся частью угленосного бассейна, заложившегося на северо-западе Баренцево-Карской плиты еще во второй половине девона (район Биллефиорда на Западном Шпицбергене и о. Медвежий).

В башкирском веке палеогеографическая обстановка резко изменилась: с юга (судя по общности фауны фузулид с верейско-каширскими фузулидами Русской платформы) на Баренцев шельф вторглось море. Район Земли Франца-Иосифа стал его более открытой частью (карбонатные отложения), чем Шпицберген, где приблизительно в это же время откладывались гипсоносные (лагунные) слои.

Интервал верхний карбон — средний триас включительно является пока пробелом в геологической летописи региона.

Комплекс карнийских аммонитов указывает, по заключению Ю. Н. Попова (1958), на соединение существовавшего тогда моря с Альпийскими и Гималайскими морями Тетиса и говорит об определенном барьере, отделявшем карнийское море, распространившееся от района Земли Франца-Иосифа до Аляски, от моря, существовавшего тогда же в районе Шпицбергена и о. Медвежьего. Таким барьером могло быть располагавшееся где-то между нынешними Шпицбергенем и Землей Франца-Иосифа поднятие морского дна с цепью невысоких и плоских островов, являвшихся областью сноса. Разделявшие острова мелководные проливы имели свои локальные температурные условия, соленость, степень замутненности, что, видимо, препятствовало распространению аммонитов из одного бассейна в другой, но не мешало взаимопроникновению менее чувствительных к внешней среде пелепод, среди которых на Земле Франца-Иосифа можно найти ряд форм, общих с карнийскими формами о. Медвежьего и Земли Элсмира (Попов, 1958). Спорово-пыльцевые данные показывают, что на карнийских островах господствовала папоротниковая растительность.

Позднетриасово-нижнелейасовая толща формировалась в эпиконтинентальном — Груманланском — прогибе Баренцево-Карской платформы. Основной источник сноса обломочного материала, вероятно, представлял собой в это время региональное поднятие, располагавшееся где-то за бровкой материкового склона. Можно предполагать, что это был горный хребет, протягивающийся вдоль всей Северной дуги, т. е. к северу от Шпицбергена* и Земли Франца-Иосифа и, возможно, к северо-востоку от о. Северная Земля. Осевая зона хребта была сложена породами метаморфического комплекса, близкими по своему составу к протерозойским эпидотсодержащим породам зеленосланцевой формации, и кристаллическими сланцами со ставролитом,

* В. Н. Сакс считает, что в юре и мелу основная область сноса располагалась к северу от Шпицбергена, некоторые фациальные данные А. Орвина (1940 г.) позволяют предполагать, что снос шел также и с северо-запада.

хлоритоидом и глаукофаном, которые сейчас обнажаются на Северном Таймыре и в южной части Северной Земли. Юго-западный склон этого гипотетического хребта был, вероятно, сложен кислыми эффузивами, яшмами, радиоляритами, кремнистыми сланцами с нижекаменноугольными радиоляриями. В непосредственной близости к области накопления, а временами и внутри нее размывались как глубинные породы (гранитоиды) и связанные с ними пегматитовые жилы (мыс Гористый), так и известняки с верхнепалеозойской фауной и микрофауной и среднедевонские(?) угли. Вмещающими породами для последних могли быть, скорее всего, отложения типа терригенной среднедевонской формации «Рэд-бей» Западного Шпицбергена. Размыв всех этих пород происходил в результате локальных поднятий внутри области аккумуляции. Слагавшие основную область сноса кислые эффузивы, радиоляриты, яшмы и т. п. должны быть, скорее всего, ниже-среднепалеозойскими, а кристаллические сланцы осевой зоны области сноса — докембрийскими.

Отсутствие на Земле Франца-Иосифа среднего и верхнего, а на Шпицбергене — нижнего и среднего лейаса указывает на размыв перед трансгрессией моря [в район Шпицбергена оно проникло в тоаре (Орвин, 1940; Frebold, 1950), а в пределы Земли Франца-Иосифа — в аалене]. Море, таким образом, наступало с запада или юго-запада, что подтверждается также указаниями У. Аркелла (1956 г.) о том, что в тоарских конгломератах Шпицбергена присутствуют аммониты, типичные для одновозрастных слоев Британских островов и севера Западной Германии.

Состав тяжелой фракции ааленских отложений указывает на размыв основных пород, образовавшихся, видимо, к этому времени в области сноса, которая располагалась в непосредственной близости к архипелагу.

Геологическая обстановка байосского века и начала бата из-за неполной обнаженности мыса Флора пока неясна. Вероятно, впрочем, что в позднюю часть этого времени Земля Франца-Иосифа, вместе со Шпицбергенем, представляла собой область размыва. Фосфоритоносность обнажающихся выше фаунистически охарактеризованных глин верхнего бата свидетельствует о том, что его отложения формировались в начале трансгрессии на глубинах 50—100 м — в зоне, сравнительно близкой к береговой линии моря. Как и другие фосфоритоносные бассейны платформенного типа, район современной Земли Франца-Иосифа в батском веке должен был представлять собой прогиб, открытый в сторону океана, т. е. на юго-запад, откуда, пожалуй, только и могли поступать фосфоритоносные глубинные воды. Это указывает на существование прогиба на месте Медвежинской ложбины уже во всяком случае в средней юре.

Море, возможно, без перерыва продолжало существовать вплоть до апогея трансгрессии в нижнем келловее, отложения которого со свойственным ему комплексом фауны широко развиты далеко за пределами Земли Франца-Иосифа — на Новой Земле, Русской (Восточно-Европейской) платформе, Восточной Сибири, Шпицбергене, Восточной Гренландии. Преобладание плагиоклазов — в легкой, пироксенов и черных рудных минералов — в тяжелой фракции келловейских пелитов указывает на те же источники сноса, существовавшие и в аалене. При этом угловатые зерна свежих основных зональных плагиоклазов, встреченные в образцах с о. Гукера, свидетельствуют, как считает З. З. Ронкина (1962 г.), о том, что основные породы в области сноса были представлены скорее всего эффузивной фацией.

Верхнекелловейская трансгрессия, возможно, не прекращавшаяся с бата, захватывала Землю Франца-Иосифа, Шпицберген, Новую Землю и другие более отдаленные территории.

Нижнеоксфордские отложения на Земле Франца-Иосифа так же, как и во всей приатлантической Арктике, не установлены, что может указывать на региональный предверхнеоксфордский размыв. В верхнем оксфорде во всей этой области снова существовал морской режим. На Земле Франца-Иосифа следами этой трансгрессии являются лишь отдельные известняковые конкреции.

Нижнекимериджские морские отложения, характеризующиеся смешанным минералогическим комплексом, образовались (видимо, так же как в келлове) в результате размыва основных эффузивов и метаморфических толщ осевой зоны главной области сноса. Нижнекимериджский морской бассейн был скорее всего унаследован от верхнеоксфордского, о чем можно судить по совместному присутствию отложений обоих этих подъярусов как на Земле Франца-Иосифа, так и на Шпицбергене и в Восточной Гренландии.

На Шпицбергене слои, соответствующие верхнему кимериджу, размыты. На Земле Франца-Иосифа верхнекимериджскими являются, возможно, песчанистые известняки о. Бергхауз, развитые выше аналогичных известняков фаунистически охарактеризованного нижнего кимериджа. Эти слои, а также алевитистые известняки нижнего волжского и верхнего волжского ярусов составляют нормальное наслоение, связанное, видимо, с единой трансгрессией, очень широко распространившейся в Приатлантической Арктике и на северо-востоке Европы. В валанжине, вероятно, имело место прибрежно-морское и лагунное осадконакопление, сменившееся в связи с новым поднятием почти повсеместным эрозионным размывом. В результате эффузивные свиты готерива — апта легли на неравномерно размытую поверхность подстилающих пород. В конце валанжина — начале готерива на большей части нынешних островов были разрушены более древние валанжинские, верхне- и среднеюрские морские отложения. В ряде мест не уцелела и тегетхоффская свита. Значительно лучше сохранилась от размыва васильевская свита верхнего триаса, которая в подавляющем большинстве случаев и является основанием для базальтовых покровов.

После средне-верхнеюрского эффузивного вулканизма, протекавшего, как предполагалось выше, за северными пределами архипелага, в нижнем мелу вулканическая деятельность распространилась и на территорию самой Земли Франца-Иосифа.

Вначале происходили выбросы пеплового материала и небольшие излияния базальтовой магмы, что сопровождалось образованием агломератовых (о. Хейса) и пелито-псаммитовых (о. Гукера и др.) туфов и чередующихся с ними маломощных потоков и покровов, заполнивших впадины довулканического рельефа. Затем произошло кратковременное погружение местности под уровень моря, о чем свидетельствует состав самого нижнего покрова, обнажающегося на о. Гукера и представленного там породой, по данным Н. П. Лупановой (1953 г.), напоминающей спилит, а также и то, что встречающаяся там же между нижними базальтовыми покровами древесина кальцитизирована в отличие от окремненной древесины на участках, где обнажаются более молодые покровы.

Продукты последующих, более мощных извержений ложились на поверхность, полностью выровненную базальтовыми потоками и туфами, залегающими в долинообразных углублениях довулканического рельефа. В перерывы, наступавшие между отдельными извержениями,

район представлял собой новообразованную структурную равнину. Каждое извержение сопровождалось одновременным компенсационным опусканием местности и приближением ее к уровню моря, что обуславливало вялость эрозионных процессов и «поддерживало» таким образом равнинность рельефа вплоть до момента его погребения под последующим лавовым покровом. Равнинность этих неоднократно возникавших базальтовых плато способствовала тому, что на сравнительно приподнятых участках рельефа в условиях теплого климата формировалась кора выветривания, а в относительных понижениях откладывались угленосные болотно-озерные, реже озерно-аллювиальные отложения. Вещественный состав последних, для которого характерно преобладание моноклинных пироксенов в тяжелой фракции, не оставляет сомнений в том, что в промежутке времени между излияниями базальтов осадкообразование происходило за счет продуктов их разрушения как в несколько удаленной области сноса, так отчасти и на месте.

Древесные остатки, повсеместно встречающиеся среди осыпей и в коренных обнажениях осадочно-эффузивной толщи, свидетельствуют о пышном расцвете растительности, среди которой преобладали различные виды хвойных и гинкговых. Последние явились исходным материалом для пластов малозольных дюрено-клареновых бурых углей, накапливавшихся в сильно обводненных малопроточных торфяных болотах, в которые терригенный материал попадал только в виде мельчайших обломочков кварца. На отдельных участках базальтовых плато процессы выветривания и континентального осадконакопления дополнялись деятельностью горячих, насыщенных кремнеземом источников, из которых осаждались плотные опалово-халцедоновые породы и настоящие кремнистые туфы, содержащие обрывки растительных тканей, а также листья, хвою, шишки и т. п. Эти же источники обусловили окремнение ветвей и целых древесных стволов. Во время последующего излияния очередной порции лавы кремни и окремненная древесина локализовывались в основании нового базальтового покрова, образуя там своеобразные «пограничные» горизонты, которые являются такими же достоверными свидетелями перерывов вулканической деятельности, как и континентальные осадочные отложения или коры выветривания.

Таким образом, с готерива, а на Шпицбергене с позднего валанжина на широких пространствах севера Евразии начала формироваться огромная озерно-аллювиальная равнина, на которой в условиях медленного прогибания отдельных ее частей накапливались угленосные отложения. Земля Франца-Иосифа как часть Груманланского прогиба представляла собой начиная с готерив-баррема обособленную часть этой суши, где угленосные отложения периодически погребались под извержениями туфогенного материала и базальтовыми лавами, слагавшими невысокие многократно омолаживавшиеся плато.

К запад-юго-западу от Земли Франца-Иосифа, на Земле Короля Карла, такая обстановка, видимо, существовала только в готериве, а на Западном Шпицбергене и островах Баренца и Эдж нижнемеловой вулканизм сказался лишь в отложении туфогенного материала, образующего отдельные прослои и в континентальных отложениях готерив-баррема. На севере Западного Шпицбергена В. Гольдшмидтом установлены единичные базальтовые покровы предположительно также готерив-барремские (Frebald, 1950). В апте на Шпицбергене началась новая морская трансгрессия, тогда как на Земле Франца-Иосифа излияния базальтов продолжались, возможно, еще и в начале альба.

Формирование существенно эффузивной толщи нижнего мела, так же как и осадкообразование более ранних эпох, сопровождалось проявлениями гипабиссального магматизма в виде даек, которые явились подводящими каналами к пластовым интрузиям и покровам или (в условиях богатой газами магмы) предопределили появление раздувов и (базальтовых) трубок взрыва. На позднем этапе этого процесса в зоне глубинного разлома произошло внедрение ультраосновной штокообразной интрузии(?), секущей базальтовые покровы о. Солсбери.

В верхнем сеномане началась новая трансгрессия моря, которая на Шпицберген и Северный остров Земли пришла уже в апте; при этом, как и в допозднеможжское время, море вторглось с запада. Вещественный состав сеноманских отложений (циркон, турмалин, рутил) указывает на формирование их в результате переотложения терригенных осадков верхнего триаса — нижней юры.

Таким образом, в мезозое, особенно в нижнем мелу, осадконакопление на Земле Франца-Иосифа протекало в условиях повышенной мобильности земной коры, свойственной, видимо, всему Груманланскому прогибу. Это сказалось прежде всего в том, что прогибание компенсировалось здесь не только нормальным осадконакоплением, но и платобазальтовым магматизмом, что рассматривается нами как первоначальный этап океанизации. Кроме того, мобильность территории сказалась еще и в том, что накопление мезозойских отложений многократно прерывалось поднятиями и переотложением местного материала на отдельных участках. Наиболее существенные региональные размыты, охватывавшие в мезозое всю территорию Земли Франца-Иосифа и определившие основные черты ее прототектоники, произошли в байосе, нижнем оксфорде и, главным образом, перед началом нижнемелового вулканизма.

Крупный пробел в геологической летописи архипелага охватывает время от верхов сеномана до плиоцена. Правда, мы можем предполагать, что морской режим на Земле Франца-Иосифа продолжался до конца мела — палеогена включительно. На это косвенно указывают переотложенные датско-палеогеновые фораминиферы в донных отложениях желоба Святой Анны, а также в песчаниках и алевролитах, поднятых со дна моря в юго-западной части ложбины Медвежинской. Кроме того, выше уже указывалось, что переотложенные нижнеэоценовые диатомовые водоросли известны к югу от о. Вильчека, а единичная находка также нижнеэоценовой фораминиферы (*Truncorotalia velascusis*) обнаружена в донных отложениях желоба «Святой Анны». Видовой состав диатомовых и фораминифер верхнего мела — палеогена указывает на их связь с древними морскими бассейнами Поволжья и Северного Кавказа. Возможно, это было следствием расширения меридиональных палеогеографических связей, которые возобновились между Бореальным бассейном и Тетисом в середине верхнего мела через Западную Сибирь и Печору (Сакс, 1960).

Прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения плиоцена(?) о. Гофмана обнажаются севернее всех ныне известных выходов неогена Евразии и даже севернее области распространения предположительно плиоценовой серии «бофорт» на северо-западных островах Канадского архипелага. Поэтому эти отложения представляют большой интерес для реконструкции палеогеографической обстановки, существовавшей накануне плейстоценового оледенения менее чем в 1000 км от современного положения Северного полюса. Мономинеральный состав отложений плиоцена(?) Земли Франца-Иосифа показывает, что они, так же как и значительно лучше изученные мезозой-

ские отложения архипелага, формировались за счет размыва сравнительно удаленной области сноса.

На основании приведенных данных можно предположить, что на протяжении многих геологических веков, начиная с верхнего триаса и до плиоцена включительно, основная область сноса располагалась скорее всего к северу от Земли Франца-Иосифа и о. Виктория. Вероятно, это была зона развития каледонской складчатости, на месте которой в четвертичное время возник подводный вулканический хребет, являющийся арктическим продолжением приосевой зоны Срединно-Атлантического хребта и названный поэтому хребтом или «вулканорием» Арктическим* (Атласов и др., 1964; Дибнер и др., 1965).

Четвертичный период начался с общего регионального поднятия и очень интенсивных блоковых движений, создавших основу современного рельефа архипелага. Эти движения могли начаться только после отложения плиоценовых осадков, связанных с унаследованной с мезозоя областью сноса на севере. С другой стороны, эти движения имели место перед началом плейстоценового оледенения, которое моделировало приподнятые блоки путем их экзарации.

Если бы блоковый рельеф архипелага возник задолго до оледенения, то в грабенах нынешних проливов накопились мощные толщи молассоподобных поздне-послеплиоценовых конгломератов. Фактически, дно проливов слагается мезозойскими породами или ледниковыми и неравномерно перекрывающими их донными осадками.

Петрографический состав и распределение эрратических валунов, а также ориентировка друмлинообразных холмов на Земле Александры и полуострове Армитидж указывают на бывшее сплошное перекрытие островов и проливов архипелага единым ледниковым щитом, центр которого в апогее плейстоценового оледенения находился где-то к юго-востоку от архипелага.

Начавшаяся в конце плейстоцена общая деградация оледенения привела на определенном этапе к постепенному вытаиванию бровок плато островов и формированию террас на их склонах по мере изостатического поднятия цоколя архипелага. Этот этап, более четко выраженный на Шпицбергене (Хансен, 1955; Ян, 1961), начался на Земле Франца-Иосифа около 14—15 тыс. лет, во время формирования площадки 250-метрового абразионного уровня, т. е. если применять скандинавскую биостратиграфическую шкалу, в начале даниглияла (раннего дриаса). Может быть, эта дата, полученная путем экстраполяции, несколько занижена, но в этом случае придется допустить еще большую скорость изостатического подъема в эпоху формирования террас верхнего комплекса, чем принятые 3 м в столетие, что представляется пока мало вероятным. Таким образом, в раннем дриасе на Земле Франца-Иосифа (во всяком случае на юго-западе архипелага) оледенение было, видимо, не более широко развито, чем ныне, что вполне согласуется с выводами Р. Фейлинга — Хансена (1955, 1959—1960) и А. Яна (1961) по Западному Шпицбергену.

Для позднего плейстоцена — голоцена на островах Земли Франца-Иосифа (как и на Шпицбергене) можно выделить два резко различных этапа развития их рельефа и оледенения.

Первый этап, начавшийся в конце плейстоцена, знаменовал собой быстрое убывание покровного оледенения. Следует предполагать, что в это время произошло сильное уменьшение площади и мощности

* В настоящее время хребту присвоено имя профессора Я. Я. Гаккеля, предсказавшего существование этого подводного сооружения еще в 1955 г.

ледникового покрова и полное уничтожение его на наиболее крутосклонных участках береговой линии. По мнению В. Д. Дибнера (1965 г.), этот процесс сопровождался интенсивным изостатическим поднятием, что, однако, не нашло отчетливого отражения в гранулометрической кривой донных отложений, так как площади свободной ото льда и размываемой суши были еще очень малы. В конце этого этапа произошло разрастание ледникового покрова, которое проявилось, так же как и предшествующее общее отступление, по всему его фронту.

Второй этап (8000 лет тому назад — ныне) характеризуется медленным убыванием оледенения, морфологически дифференцировавшегося в результате его предшествующей эволюции. В тесной зависимости от коренного рельефа архипелага, утоньшившийся ледяной щит трансформировался в ледяные купола на вершинах плато и неровные ледяные покровы и потоки на их склонах и в троговых долинах, образовавшихся еще в начальную стадию оледенения. Поэтому периодические наступания ледников на этом этапе происходили уже не по всему фронту, а путем разрастания отдельных ледниковых лопастей и потоков. Общее изостатическое воздымание в этот период характеризуется значительно меньшими скоростями. Однако в связи с сильным разрастанием суммарной площади местных участков сноса колебания скоростей изостатического подъема, зависящие от разрастания и убывания оледенения, нашли на этом этапе отчетливое отражение в неоднократных изменениях гранулометрического состава донных отложений, в сторону увеличения их грубозернистости. Вековое разрастание ледников произошло также и в конце прошлого века (во времена исследований Ю. Пайера — Аббруцко), после чего наступила начавшаяся уже в этом веке фаза современного убывания оледенения. Это последнее наступание ледников было, вероятно, очень экстенсивным в связи с чем под широко разросшимися ледниковыми лопастями скрылись следы их более ранних продвижений в эпоху «малого ледникового периода», а также 2600, 1600 и 800 лет тому назад.

ОСТРОВ КОЛГУЕВ

Остров Колгуев расположен в южной части Баренцева моря, недалеко от побережья материка*.

Выше уже говорилось о характере рельефа острова, целиком сложеного рыхлыми четвертичными отложениями**. Максимальные высотные отметки не превышают 170 м над современным уровнем моря и сосредоточены в центральной, холмистой, части. Возвышенности, окаймляющие небольшую впадину внутри острова, с севера и юга окружены низкими болотистыми, слегка террасированными равнинами, переходящими в плоскую лайдку у самого побережья. На острове наблюдается хорошо развитая речная сеть с глубоко врезанными долинами и бурно текущими реками.

Четвертичные отложения острова наиболее детально описаны в 1939 г. Ю. Л. Рудовицем, материалы которого и легли в основу наиболее полного очерка по о. Колгуеву, выполненного В. Н. Саксом (1953 г.).

* Геологическая карта о. Колгуев в масштабе 1:1500000 дана в виде врезки на геологической карте Новой Земли.

** По устному сообщению Т. А. Матвеевой в 1965 г., она обнаружила на морском берегу о. Колгуев (в 5 км к западу от пос. Бугрина) небольшой коренной выход алевритов с растительными остатками предположительно верхнепермского возраста.

Разрез четвертичных отложений, по этим данным, выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. У северной оконечности острова обнажаются пески с глауконитом, имеющие видимую мощность 5 м, перекрытые 1,5-метровым слоем битуминозных глин с *Portlandia arctica* Gray, *Tellina* sp. и *Nucula* sp.

2. Глинистые пески, в свою очередь переходящие вверх по разрезу в глины и суглинки с обломками фауны, галькой и редкими валунами. Переход к нижележащим отложениям на отметках 2—4 м над уровнем моря постепенный. На более высоких отметках наблюдаются признаки размыва кровли нижележащих отложений. Глинистые пески, находящиеся в основании данного горизонта, иногда сменяются по простиранию метровым слоем песка с галькой.

В глинистых песках содержится фауна: *Cardium ciliatum* Fabr., *Cardium gröenlandicum* Chemn., *Cyprina islandica* L., *Astarte crenata* Gray var. *crebricostata* L., *Mya arenaria* L., *Saxicava arctica* L., *Panopea norvegica* Sprengl., *Cyrtodaria siliqua* Sprengl., *Neptunea kröyeri* Möll, *Neptunea despecta* L. var. *carinata* Penn., *Balanus* sp.

В глинах, по данным Ю. Л. Рудовица, содержится фауна: *Leda pernula* Müll., *Portlandia lenticula* Möll., *Portlandia intermedia* M., Sars, *Portlandia arctica* Gray, *P. arctica* Gray var. *portlandica* Hitchc., *Astarte compressa* L., *A. crenata* Gray var. *crebricostata* Forb., *A. borealis* Chemn., *A. montagui* Dillw., *Macoma calcarea* Chemn., *Saxicava arctica* L., *Natica clausa* Brod. et Sow., *Trichotropsis borealis* Brod. et Sow., *Buccinum* sp.

3. Пески с теплолюбивой фауной: *Anomia squamula* L., *Pecten islandicus* Müll., *Cardium gröenlandicum* Chemn., *Astarte boreales* Chemn., *Astarte compressa* L., *Cyprina islandica* L., *Axinus flexuosus* Mont. var. *gouldi* Phil., *Macoma calcarea* Chemn., *Mya truncata* L., *Zirphaea crispata* L., *Acmea (Tectura) rubella* Fabr., *Lepeeta coeca* Müll., *Puncturella noachina* L., *Natica clausa* Brod. et Sow., *Natica affinis* Gmel., *Buccinum undatum* L., *Bela rugulata* Trosh., *Bela nobilis* Möll., *Bela pyramidalis* Störm., *Neptunea glabra* Verkr., *Balanus crenatus* Brug., *Balanus portcatus* Da-Costa (*Balanus* L.).

Общая мощность 2-го и 3-го горизонтов составляет 70 м.

4. Валунные суглинки мощностью 15—20 м, не образующие сплошного слоя. Выходы этих отложений рассматриваются как морена валдайского (верхнеплейстоценового) оледенения. Морена перекрывается слоистыми песками, на которых развит камоподобный рельеф. Камоподобные холмы слагаются горизонтальнослоистыми песками с прослоями галечников и глины, а в верхних слоях с обломками раковин. Иногда пески сверху перекрыты полутораметровым слоем суглинка с галькой, валунами и обломками фауны.

5. Пески, которые местами ложатся и на размытую поверхность 3-го и 2-го горизонтов. Пески имеют мощность около 20 м, содержат растительные остатки и фауну *Astarte borealis* Chemn., *A. montagui* Dillw., *A. compressa* L., *Macoma calcarea* Chemn., *M. baltica* L., *Balanus hameri* Asc.

Эти отложения Ю. Л. Рудовицем рассматриваются как осадки второй межледниковой (беломорской) трансгрессии, предшествующей верхнеплейстоценовому оледенению. В. Н. Сакс считает их осадками последнеледниковой трансгрессии, следы которой прослеживаются в рельефе острова до отметок 60—70 м над современным уровнем моря. На юге и юго-востоке острова аналогичные отложения наблюдаются на отметках 20—30 м над современным уровнем моря и имеют мощность от 2 до 9 м.

6. Озерные пески с прослоями торфа. В верхней части пески перекрыты полутораметровым слоем торфа.

Пыльцевой анализ по разрезу торфяника показал преобладание пыльцы березы и ольхи в нижних частях его разреза, преобладание пыльцы ели и сосны в средней и вновь преобладание пыльцы березы, а также сосны с появлением пыльцы ольхи — в верхней части разреза. По В. Н. Саксу, средняя часть торфяника отвечает оптимальным климатическим условиям голоцена, т. е. наиболее северному положению границы хвойного леса.

В долинах рек на севере острова выделяются четыре террасы 2—4, 5—7, 15—20 и 25—30 м высоты, в большинстве случаев цокольных. Террасовый аллювий значительной мощности, не вскрытый до подошвы современным врезом, наблюдается лишь на западном побережье острова, что, по мнению В. Н. Сакса, свидетельствует о расположении базиса эрозии ниже современного в период формирования уступа террасы.

Обширные мели, многочисленные бары системы береговых валов внутри лайд, окружающих остров, все это, также как и энергичное врезание рек, свидетельствует об интенсивном современном поднятии острова.

Если рассматривать вышеприведенные материалы в свете современных данных по четвертичной геологии Малоземельской и Большеземельской тундр, располагающихся в нижней части бассейна р. Печоры (к западу и востоку от устья, вдоль побережья материка), то геологическое строение о. Колгуева представляется естественным продолжением этих равнин на севере.

По-видимому, глины, супеси и пески 1-го, 2-го и 3-го горизонтов целиком отвечают отложениям большеземельской серии, в частности, вероятно, роговской и вашуткинской свитам (салехардской и казанцевской на обском севере и месовско-санчуговской и казанцевской — на енисейском). Из описания видно, что здесь мы имеем дело с морскими и ледниково-морскими отложениями. С ними органически связаны более молодые слои, относимые В. Н. Саксом к верхнеплейстоценовым (валдайским, зырянским) ледниковым отложениям. Относительно возрастной датировки этих отложений вряд ли можно спорить. Но генетическая их сущность, судя по приведенным описаниям, не может рассматриваться как континентальная. По-видимому, эти слои, скорее всего, следует рассматривать как мелководные фации ледниково-морских и ледово-морских отложений.

Таким образом, в центре о. Колгуева выделяется участок развития ледниково-морских отложений, которые пока нельзя считать расчлененными в возрастном отношении, поэтому они показаны на карте как средне-верхнеплейстоценовые отложения.

Перекрывающие их морские отложения поздне-последледникового времени датированы верхним плейстоценом, а обширные прибрежные лайды отнесены к морским отложениям голоцена.

В низовьях р. Губистой Г. Фильден в 1885 г. нашел среди эрратического материала мезозойские окаменелости, среди которых Г. Крик установил присутствие верхнеюрского *Belemnites subquadratus* Roem., а А. Сьюард — древесины позднеюрского — раннемелового возраста (Дибнер, 1962).

В заключение необходимо подчеркнуть, что о. Колгуев, по-видимому, является активным в тектоническом отношении участком дна Баренцева моря, пережившим неоднократные поднятия и погружения на протяжении плейстоцена — голоцена при доминирующей тенденции к поднятию.

Глава V

НОВАЯ ЗЕМЛЯ И ВАЙГАЧ

Новая Земля представляет собой группу островов, которые вместе с Вайгачем образуют архипелаг, разделяющий Баренцево и Карское моря. Она имеет вид дуги, выгнутой на северо-запад. Самой северной точкой архипелага является мыс Карлсен ($77^{\circ} 0,1'$ с. ш.), самой южной — мыс Гребень ($69^{\circ} 38'$ с. ш.).

Вайгач отделен от материка проливом Югорский Шар, а от Новой Земли — проливом Карские Ворота. Сама Новая Земля разделена проливом Маточкин Шар на два больших острова, получивших название Северный и Южный.

Общая площадь островов архипелага примерно $86\ 000\ \text{км}^2$. Из них Северный остров занимает $47\ 319\ \text{км}^2$, Южный — $33\ 961\ \text{км}^2$, а о. Вайгач — $3383\ \text{км}^2$. Среди остальных многочисленных островов архипелага, общая площадь которых около $1400\ \text{км}^2$, выделяется своими размерами о. Междушарский ($400\ \text{км}^2$), отделенный от юго-западного берега Южного острова проливом Костин Шар.

Морские берега Новой Земли и Вайгача в большинстве случаев сильно изрезаны. Наиболее глубоко вдающиеся в сушу заливы образовались за счет затопления долин ледникового происхождения. Берега сложены преимущественно коренными породами. Часто встречаются береговые обрывы, причем некоторые из них протягиваются на многие километры.

Вдоль берегов морей и проливов расположена полоса прибрежно-морской равнины шириной от нескольких сот метров до $35\ \text{км}$. Высота ее внутреннего края $80\text{—}100\ \text{м}$.

В глубь о. Вайгач и на юге Новой Земли прибрежно-морская равнина сменяется холмистым рельефом с возвышенностями на Вайгаче до $160\ \text{м}$, на Новой Земле до $200\ \text{м}$. В северном направлении на Новой Земле местность постепенно повышается и ландшафт приобретает характер среднегорного рельефа с высотами до $800\ \text{м}$. Еще севернее, начиная с правобережья р. Безымянной, во внутренних частях Южного острова развит рельеф высокогорного типа, где отдельные вершины достигают отметок $1200\text{—}1300\ \text{м}$ над уровнем моря. Такой же ландшафт наблюдается в западной половине внутренней части Северного острова. Здесь многие горы имеют высоту $1200\text{—}1300\ \text{м}$ (максимум $1590\ \text{м}$). К северу от широты залива Норденшельфа высота гор постепенно уменьшается, и на северной оконечности Новой Земли уже господствует холмисто-грядовый рельеф, который в свою очередь переходит в прибрежную равнину.

В середине Северного острова от залива Иванова до губы Машигина развит ледниковый покров мощностью до $500\ \text{м}$, занимающий площадь около $1900\ \text{км}^2$. Поверхность покрова волнистая, с отметками $550\text{—}1000\ \text{м}$ над уровнем моря. От ледникового покрова к морю спускаются широкие лопасти и долинные ледники длиной до $20\ \text{км}$. К югу от него расположена область сетчатого оледенения. Последняя в райо-

не губы Северная Сульменова и залива Медвежьего сменяется областью альпийского оледенения, распространяющейся до р. Безымянной. Общая площадь, занятая ледниками, 22 600 км².

Речная сеть довольно густая, особенно на Южном острове. Длина самых крупных рек (Безымянной, Абросимова и др.) не превышает 50—60 км. Вследствие мелководности и быстрого течения реки только в очень редких случаях могут быть использованы для водного транспорта в приустьевых частях.

Благодаря сильной расчлененности рельефа и обилию береговых обрывов обнаженность архипелага в целом хорошая. Исключение составляют район развития ледникового щита и сравнительно небольшие участки прибрежной равнины, покрытые тундрой.

Структуры Вайгача и Новой Земли входят в состав Урало-Новоземельской складчатой области позднегерцинского возраста. Особенности осадкообразования магматизма и развития структур позволили выделить три доверхнепалеозойские структурно-фациальные зоны: Южноновоземельско-Вайгачскую, Средненовоземельскую и Североновоземельскую. Первая из них охватывает территорию Вайгача и южной оконечности Новой Земли, Средненовоземельская зона включает территорию от пролива Костин Шар до заливов Иностранцева и Екс, а Североновоземельская зона — остальную часть Новой Земли. Для позднего палеозоя тоже установлены три структурно-фациальные зоны: Баренцевская (протягивающаяся вдоль западного побережья Новой Земли), Рогачевская (развита в середине Южного острова) и Карская, прослеживающаяся на восточном побережье Новой Земли от 76° с. ш. до района залива Ледяная Гавань.

СТРАТИГРАФИЯ

На Новой Земле и Вайгаче развиты преимущественно палеозойские и четвертичные отложения. Изредка встречающиеся мезозойские осадочные породы в коренном залегании неизвестны. Кроме того, на Новой Земле обнаружены предположительно неогеновые отложения и выделены четвертичные образования.

Палеозойская толща сложена осадочными, частично вулканогенными образованиями от среднекембрийского до позднепермского возраста включительно. В ней выделены все системы палеозойской группы, в свою очередь разделенные на отделы. Во многих местах подразделение доведено до ярусов, иногда до биостратиграфических горизонтов.

Мезозойские породы представлены валунами и глыбами с остатками средне- и позднеюрской, а также раннемеловой фауны. К неогеновой системе условно отнесены небольшие поля немых конгломератов и брекчий. Четвертичные отложения разделены на верхнечетвертичные и современные.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Нижнепалеозойские толщи широко развиты на Вайгаче и юге Новой Земли, около западного входа в пролив Маточкин Шар, на северо-западном побережье Новой Земли и во внутренних частях Северного острова. Эти толщи характеризуются интенсивной дислоцированностью пород, резким изменением фаций и во многих местах отсутствием органических остатков. Нижнепалеозойские образования разделены на кембрийские и ордовикские, причем те и другие изучены крайне неравномерно. Наиболее хорошо исследованы обнажающиеся на юге Новой Земли и Вайгаче ордовикские карбонатные отложения, в которых вы-

делены биостратиграфические горизонты, примерно соответствующие ярусам единой стратиграфической шкалы. Хуже всего изучен нижний палеозой в середине Северного острова, где датировка толщ весьма условна.

Общее представление о составе и взаимоотношениях нижнепалеозойских отложений дает прилагаемая схема (рис. 21). Показанные на ней разрезы I (запад Вайгача), II и III (юг Новой Земли) составлены по материалам В. И. Бондарева, А. З. Бурского, Н. П. Голованова и др. Разрезы IV, V и VI обобщают данные, собранные на западе Новой Земли многими исследователями, в том числе Э. В. Апситом, М. М. Ермолаевым, Н. Н. Мутафи, Б. С. Романовичем, О. Хольтедалем и др. На разрезе VI в модифицированном виде изображена часть сводной стратиграфической колонки, составленной И. Ф. Пустоваловым для северо-запада Новой Земли. Разрез VIII суммирует сведения о самых древних отложениях на северной оконечности Новой Земли, полученные Г. В. Горбацким, Б. В. Милорадовичем, А. Н. Наумовым и др.

В связи с дискуссионностью определения возраста немых толщ, входящих в состав нижнего палеозоя, необходимо сделать следующие пояснения к представленной схеме сопоставления разрезов.

Стратиграфическое расчленение вулканогенно-терригенной толщи, развитой в районе пролива Карские Ворота (разрезы II и III), неоднократно менялось. Одни геологи, например С. В. Обручев (1928) и М. В. Кленова (1935), выделяли в ней кембрийские и ордовикские отложения. Б. А. Алферов в 1935 г. и Н. П. Голованов в 1955 г. относили рассматриваемую толщу целиком к ордовику. На схеме отражены данные, полученные В. И. Бондаревым в 1963 г., согласно которым вулканогенно-терригенная толща считается кембрийской.

Менее определенно стратиграфическое положение немых нижнепалеозойских отложений на остальной территории региона. В первую очередь это касается пород на Северном острове, обнажающихся преимущественно между ледниками Шокальского и Павлова (разрез VII), где они были выделены М. М. Ермолаевым (1936) и И. Ф. Пустоваловым (1936) в виде толщи метаморфических сланцев, состоящей из трех свит (снизу вверх): хлоритовых сланцев, полосчатой и глинистых сланцев. В 1956 г. Б. С. Романович переименовал первую и третью свиты соответственно в мутафинскую и штилевую.

Мутафинская свита, имеющая видимую мощность 400 м, сложена хлоритовыми сланцами с прослоями песчаников и изредка конгломератов. Хлоритовые сланцы вверх по разрезу постепенно сменяются темно-серыми и черными тонкопереслаивающимися глинистыми сланцами полосчатой свиты мощностью 800 м. Залегающая на них штилевая свита представлена плотными темно-серыми пиритоносными глинистыми сланцами с тонкими прослоями песчаников. Мощность штилевой свиты достигает 1800 м.

М. М. Ермолаев и И. Ф. Пустовалов датировали толщу метаморфических сланцев предположительно ордовикским возрастом, на основании ее положения в разрезе и сопоставления с досилурийскими отложениями в районе Маточкина Шара. В 1963 г. В. И. Бондарев условно отнес толщу метаморфических сланцев к кембрийской системе, а впоследствии к его точке зрения присоединился Б. С. Романович. Согласно этому мнению граница между кембрийской и ордовикской системами проводится по кровле штилевой свиты. Однако имеющиеся материалы не позволяют определить положение данной границы на местности, другими словами, — нанести ее на карту. Представление о кембрийском возрасте толщи метаморфических сланцев не исключает возможности присутствия в нижней части ее разреза более древних образований.

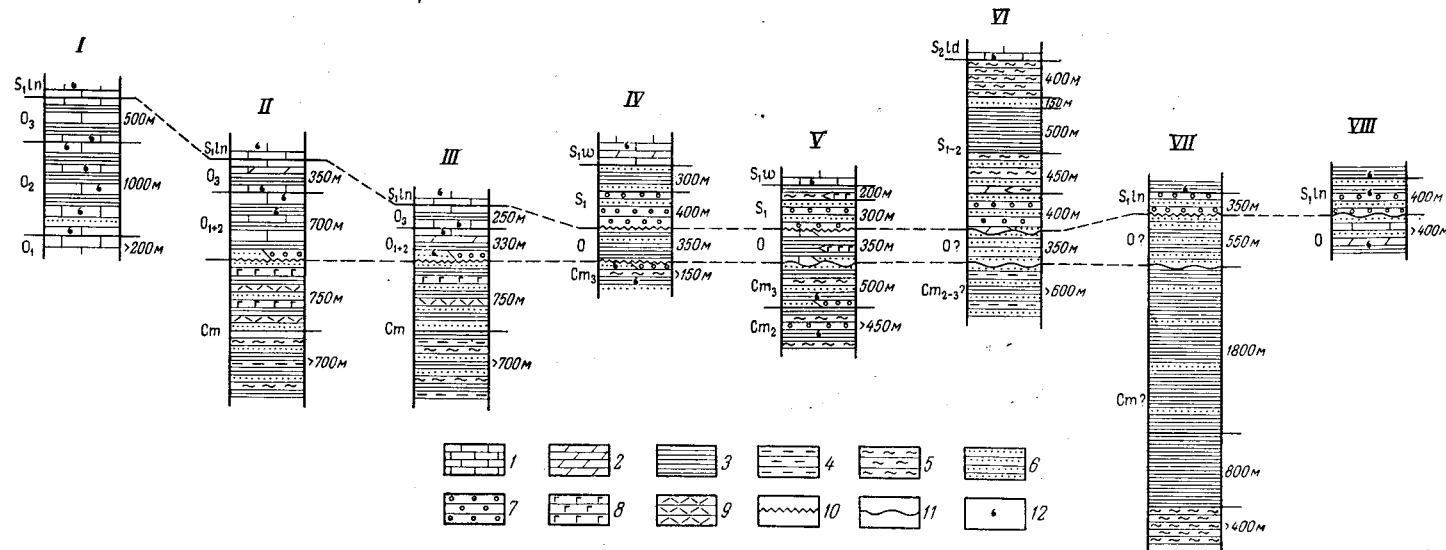


Рис. 21. Схема сопоставления нижнепалеозойских отложений Новой Земли и Вайгача I — р. Юно-Яга — губа Дыроватая, II — губа Логинова, III — залив Рейнике (по В. И. Бондареву, А. З. Бурскому, Н. П. Голованову и др.); IV — губа Грибовая, V — губа Поморская, VI — бухта Ручьевая (по Э. В. Аpsиту, М. М. Ермолаеву, Н. Н. Мутафи, Б. С. Романовичу, О. Хольгедалю); VII — залив Русская Гавань — залив Иностранцева (по И. Ф. Пустовалову); VIII — мыс Желания — р. Быстрая (по Г. В. Горбацкому, Б. В. Милорадовичу, А. Н. Наумову и др.)
 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — глинистые сланцы и филлиты; 4 — кремнистые сланцы; 5 — хлоритовые и серицитовые сланцы; 6 — песчаники и кварциты; 7 — конгломераты; 8 — основные эффузивы и туфы; 9 — туфы альбитофиров; 10 — угловые несогласия; 11 — скрытые несогласия; 12 — руководящие окаменелости

На Северном острове Новой Земли А. А. Петренко (1945) встретил между ледниками Борзова и Таисия немые метаморфизованные алевритовые сланцы, видимой мощностью приблизительно 500 м. Коррелируя их с отложениями штилевой свиты, А. А. Петренко сделал вывод, что они принадлежат, скорее всего, верхам ордовика — низам лландовери, что мало обосновано, так как вопрос о возрасте штилевой свиты недостаточно ясен. Эти сланцы тоже можно считать нижнепалеозойскими, вероятно кембрийскими.

Сравнительно небольшой выход предположительно средне-верхнекембрийских пород находится около бухты Ручьевой на северном побережье пролива Маточкин Шар (разрез VI). Они представляют собой пачку терригенных отложений видимой мощностью 600 м. Пачка сложена главным образом кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом. В подчиненном количестве присутствуют кремнистые сланцы и алевролиты. Судя по материалам Н. Н. Мутафи (1941), рассматриваемая пачка в стратиграфическом отношении, возможно, соответствует какой-то части фаунистически охарактеризованной толщи среднего и верхнего кембрия, обнажающейся на противоположном берегу пролива.

Единственным источником сведений о геологическом строении бухты Ручьевой являются данные Н. Н. Мутафи (1941). Не выделив на приложенной к тексту геологической карте кембрийские и ордовикские отложения, он показал несогласие между ними на стратиграфической колонке. Сведения о виде несогласия в материалах Н. Н. Мутафи отсутствуют.

К ордовикской системе на западе Новой Земли, от губы Грибовой до губы Серебрянки, относится фациально изменяющаяся толща мощностью в среднем около 350 м. В районе губы Грибовой ее слагают глинистые сланцы и филлиты с небольшим количеством песчаников (разрез IV). На южном побережье пролива Маточкин Шар, кроме упомянутых пород, в западных разрезах встречены известняки, а в восточных — маломощные покровы сильно измененных эффузивных пород основного состава (разрез V). Севернее, между проливом Маточкин Шар и губой Серебрянкой, аналогичное батрологическое положение занимают метаморфизованные полимиктовые песчаники, преимущественно с карбонатным цементом (разрез VI).

На северо-западе Новой Земли кембрийские(?) метаморфические сланцы перекрыты песчанико-сланцевой пачкой, которая условно датируется ордовикским возрастом. Она состоит из песчаников, кварцитов и глинистых сланцев с прослоями и конкрециями известняков, содержащих плохо сохранившиеся остатки ортоцератид. Мощность отложений 550 м (разрез VII).

Фаунистически охарактеризованные ордовикские отложения обнажены на северо-востоке Новой Земли. Из этого района Б. В. Милорадовичем в 1933 г. доставлены остатки трилобитов, по заключению В. Н. Вебера (1948) характерные для верхней части среднего ордовика, но, к сожалению, точно неизвестно, где они были собраны. Б. С. Романович путем косвенных доказательств пришел к выводу, что ордовикские окаменелости найдены около р. Быстрой в свите хребта Баренца, выделенной А. Н. Наумовым и В. И. Бондаревым в 1953 г. Свита сложена кварцитовидными песчаниками, кварцитами, известняками и доломитами. В нижней части разреза присутствуют филлитовидные сланцы. Видимая мощность свиты хр. Баренца 400 м (разрез VIII).

Высказаны различные суждения по поводу того, какие критерии надо взять за основу при проведении нижней и верхней границ ордовикской системы в средней и северной частях Новой Земли. Геологи, работавшие на западе Южного острова, принимают за нижнюю границу

поверхность несогласия между фаунистически охарактеризованными верхнекембрийскими отложениями и перекрывающей их немой толщей. Относительно той же границы на Северном острове было сказано выше при описании кембрийских(?) пород.

При решении вопроса о верхней границе ордовикской системы следует остановиться на одном важном обстоятельстве. Во многих районах под слоями с остатками раннесилурийских организмов находится пачка мощностью 300—400 м, сложенная конгломератами, песчаниками и иногда кварцитами (см. рис. 21). В ряде случаев установлено, что эта пачка залегает с угловым несогласием на подстилающих отложениях. В 1933 г. она изучалась на севере Новой Земли Г. В. Горбацким и Б. В. Милорадовичем, которые отнесли ее к силурийской системе, причем первый назвал ее оранской свитой, а второй — свитой мыса Желания. В дальнейшем другие геологи употребляли только последнее наименование, иногда в иной редакции (например, желаниевская свита, по Б. С. Романовичу). В оранской свите Г. В. Горбацкий встретил пласт известняков с остатками фауны, в том числе *Leperditia hisingeri* Schm. (определение Е. М. Глебовской). Данная форма является руководящей для низов лландоверского яруса нижнего силура.

На северной оконечности Новой Земли конгломерато-песчаниковая пачка повсеместно перекрыта глинистыми сланцами с раннелландоверскими граптолитами. В бассейне р. Быстрой ее подстилают более сильно метаморфизованные отложения свиты хр. Баренца, как уже отмечалось, по мнению Б. С. Романовича, ордовикского возраста. В. И. Бондарев предполагает, что свита хр. Баренца, вероятно, кембрийская, а вышеупомянутые среднеордовикские трилобиты обнаружены лишь в конгломерато-песчаниковой пачке, вследствие чего вся свита в целом, по-видимому, ордовикско-нижнесилурийская.

Сходная по литологическому составу и положению в разрезе конгломерато-песчаниковая пачка прослежена И. Ф. Пустоваловым на северо-западе Новой Земли от залива Русская Гавань до залива Иностранцева, где тоже перекрыта граптолитовыми сланцами нижнего лландовера. Она залегает с угловым несогласием на песчанико-сланцевой пачке, которую И. Ф. Пустовалов считал силурийской, а В. И. Бондарев и Б. С. Романович позднее отнесли к ордовику.

В районе от губы Безымянной до пролива Маточкин Шар между фаунистически охарактеризованными венлокскими и верхнекембрийскими отложениями находится немая терригенная толща. В ее средней части располагается пачка конгломератов и песчаников, перекрывающая с резким угловым несогласием пачку сланцев. Геологи, изучавшие в поле эти конгломераты и песчаники, отнесли их к основанию силурийского разреза.

Суммируя изложенное, можно считать, что верхняя граница ордовикской толщи в средней и северной частях Новой Земли протягивается по подошве конгломерато-песчаниковой пачки, залегающей с региональным несогласием, которое фиксирует завершение раннепалеозойского этапа в общем ходе развития региона.

Кембрийская система

Кембрийские породы в современном эрозионном срезе занимают небольшую площадь. Они обнажены в ядрах антиклиналей на побережьях пролива Карские Ворота и на западе Новой Земли около губы Грибовой и пролива Маточкин Шар.

Кембрийская толща на южной оконечности Новой Земли (район полуостровов Русанова и Пиритового), а также на Вайгаче (северо-

восточное побережье губы Долгой), по данным В. И. Бондарева, состоит из двух пачек: нижней терригенной и верхней вулканогенно-терригенной.

Нижняя пачка, видимой мощностью 750 м, сложена в основном глинистыми, кремнисто-глинистыми и глинисто-хлорито-серицитовыми сланцами и рассланцованными алевролитами. В меньшем количестве присутствуют известняки и полимиктовые песчаники. Отмечены прослои гравелитов в нижней и средней частях разреза.

Верхняя пачка имеет мощность 700 м. Внизу залегают туфогенные песчаники с линзами доломитов и прослоями алевролитов. Среднюю часть пачки образуют кварцевые песчаники и туфы альбитофиров. Здесь тоже встречаются прослои алевролитов. Выше расположены туфогенные песчаники с прослоями альбитофировых туфов и покровы сильно измененных порфиритов. Количество вулканогенных пород убывает в северном направлении. Завершают разрез пестроцветные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы.

Руководящие формы в описанных отложениях не найдены и лишь в верхней части разреза обнаружены плохо сохранившиеся остатки гастропод. Верхний возрастной предел рассматриваемой толщи определяется тем, что ее с резким угловым несогласием перекрывают слои, датированные по органическим остаткам самым началом ордовикского периода. Нижняя возрастная граница устанавливается по упомянутым реликтам гастропод, поскольку эта группа ископаемых организмов неизвестна в докембрии. Осадочные породы данной толщи несколько сходны с фаунистически охарактеризованными кембрийскими отложениями, развитыми на западе Новой Земли. Таким образом, возраст толщи, вероятнее всего, кембрийский. Однако следует иметь в виду, что отложения в нижней части разреза могут быть более древними.

Отложения, встреченные на западе Новой Земли, более точно датированы, они относятся к среднему и верхнему отделам кембрийской системы.

Среднекембрийские породы обнажены на южном берегу губы Поморской, где впервые были найдены М. М. Ермолаевым в 1931 г. Они представлены филлитами, а также алеврито-глинистыми, карбонатно-глинистыми и хлорито-серицито-кварцевыми сланцами. Иногда встречаются прослои конгломератов с галькой местных пород и известковистые стяжения с плохо сохранившимися остатками фауны. Среди окаменелостей Е. В. Лермонтовой определены два вида трилобитов: *Bathynotellus jermolajevi* Legm. и *Paradoxides hyperboreus* Legm., указывающих на средний кембрий. Кстати, что была первая находка на территории Советского Союза представителя весьма характерного среднекембрийского рода *Paradoxides*. В дальнейшем район губы Поморской неоднократно посещался геологами, но никому не удалось дополнить сборы М. М. Ермолаева среднекембрийскими формами.

В настоящее время парадоксиды считаются характерными ископаемыми для нижней половины среднего кембрия. В районе губы Поморской, вероятно, присутствуют и более молодые отложения рассматриваемого отдела, так как в кембрийской толще перерывы не обнаружены.

Видимая мощность среднекембрийских отложений 450 м.

Верхнекембрийские породы встречены также около губы Поморской и прослежены к юго-западу на горе Пиле и в долине р. Маточки. В 1947 г. Т. Н. Спичарский высказал предположение о возможности присутствия синхронных отложений еще южнее — в горах Снежных (рис. 22), откуда в конце XIX века Ф. Н. Чернышев привез трилобиты позднекембрийского облика. Небольшой выход пород верхнего кембрия расположен на южном побережье губы Грибовой.

Верхний отдел кембрийской системы слагают кварцитовидные песчаники, переслаивающиеся с филлитами, кремнисто-хлоритовыми и серицито-хлоритовыми сланцами. Местами породы обладают пестрой окраской в фиолетовых и зеленых тонах. Иногда наблюдаются мелко-обломочные конгломераты и известковистые песчаники.

Верхнекембрийские отложения в районе губы Грибовой изучались в 1921 г. О. Хольтедалем (Holdetahl, 1930), собравшим в них ископаемую фауну трилобитов и брахиопод. Она была описана Ч. Уолкоттом и Ч. Рессером (Walcoth, Resser, 1924), причем большинство форм оказались новыми. Ч. Уолкотт и Ч. Рессер считали, что окаменелости сходны с органическими остатками в озарских слоях Канады, зани-

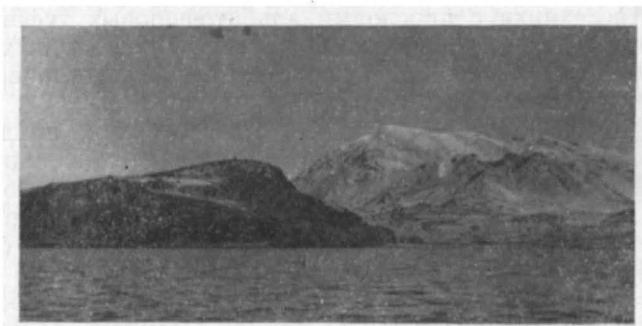


Рис. 22. Горы Снежные, сложенные нижнепалеозойскими и силурийскими отложениями. Фото Б. С. Романовича

мающих промежуточное положение между кембрием и ордовиком. В 1948 г. брахиоподы и трилобиты из района губы Грибовой доставил Б. С. Романович. Последние были определены Н. Е. Чернышевой, уверенно датировавшей их позднекембрийской эпохой.

В кремнисто-хлоритовых сланцах на берегу губы Поморской в 1925 г. М. А. Лаврова (1932) нашла трилобиты и брахиоподы, среди которых Е. В. Лермонтова и Н. Н. Яковлев установили формы, ранее выявленные среди других ископаемых в палеонтологической коллекции О. Хольтедаля.

А. А. Петренко (1937) у бухты Бакан в 1934 г. обнаружил трилобиты, в том числе, по заключению Е. В. Лермонтовой, представителя рода *Acrocephalites*, скорее всего, позднекембрийского возраста. Этот род упоминается в списках Ч. Уолкотта и Ч. Рессера, вследствие чего Т. Н. Спижарский в 1947 г. предположил, что часть фауны в сборах О. Хольтедаля является позднекембрийской.

В настоящее время не вызывает сомнений позднекембрийский возраст отложений на западе Новой Земли, прежде относимых к озаркиану. Более того, обобщение материалов по кембрийским отложениям Советской Арктики, сделанное К. К. Демюкидовым в 1963 г., позволяет уточнить это определение.

На южном побережье губы Грибовой верхнекембрийские породы представлены главным образом песчаниками, часто известковистыми. Они переслаиваются с филлитами, а также с алевроитовыми и хлоритовыми сланцами. Кроме того, в верхней части разреза находятся прослойки мелкообломочных конгломератов. Нижние горизонты рассматриваемой сланцево-песчаниковой толщи датируются началом позднекембрийской эпохи, о чем свидетельствуют находящиеся в них трилобиты:

Agnostus pisiformis var. *septentrionalis* W. et R., *A. holtedahli* W. et R., *Acrocephalites vigilans* W. et R. Помимо указанных руководящих форм, в тех же слоях собраны трилобиты *Dolgaia megalops* W. et R., *Pesaia latifrons* W. et R., *Kaninia lata* W. et R., *K. divarcans* W. et R., *Koldinia tipa* W. et R., *Solenopleura arctica* W. et R. и др. Здесь же присутствуют брахиоподы, в том числе *Billingsella holtedahli* W., *B. oppius* W., *Eoorthis sabus* W., *Lingulella arctica* W. Завершают разрез кембрийской толщи в районе губы Грибовой отложения, содержащие виды трилобитов, характерные для средней части верхнего отдела: *Irvingella septentrionalis* W. et R., *I. arctica* W. et R., *Kazelia specioza* W. et R., *Pesaia exsculpta* W. et R. Вместе с ними находятся трилобиты — *Orlovia arctica* W. et R. и др., а также брахиоподы *Huenella triplicata* W., *Billingsella holtedahli* W., *B. cf. oppius* W., *Eoorthis sabus* W., *Lingulella cf. desiderata* W.

Видимая мощность верхнекембрийских пород в районе губы Грибовой 150 м.

На южном побережье пролива Маточкин Шар к верхнему отделу кембрийской системы относится толща, сложенная преимущественно кварцитовидными песчаниками и серицито-хлоритовыми сланцами. В меньшем количестве встречаются кварциты, кремнисто-хлоритовые и тальково-хлоритовые сланцы, филлиты и внутриформационные конгломераты. Обнаружены брахиоподы *Billingsella holtedahli* W., *B. oppius* W., *Lingulella* sp. и трилобиты *Acrocephalites wallerius* W. et R., *Kaninia lata* W. et R. Здесь, в отличие от района губы Грибовой, биостратиграфические горизонты не выделяются. Во всяком случае, имеется нижняя часть верхнего отдела кембрия, поскольку слагающие его породы без видимого несогласия подстилаются среднекембрийскими и охарактеризованы *Acrocephalites wallerius* W. et R.

Мощность верхнекембрийских отложений около пролива Маточкин Шар 500 м.

Ордовикская система

Ордовикские отложения в пределах Вайгача и Новой Земли распространены довольно широко. Территориально выходы их приурочены к трем районам, из которых наиболее хорошо изученным является район Вайгача и южной оконечности Новой Земли (табл. 2, см. вкладку). Здесь известны полные, охарактеризованные большим комплексом фаунистических остатков разрезы ордовикской системы, отличающиеся четкими и простыми взаимоотношениями с перекрывающими и подстилающими отложениями, а также между стратиграфическими подразделениями, выделенными внутри рассматриваемой системы.

Во втором районе — на западе центральной части Новой Земли — ордовикские отложения выделены условно, только на основании положения в разрезах.

Третьим районом развития ордовикских пород является северная оконечность Новой Земли, где их возраст установлен путем анализа взаимоотношений толщ в разрезах и общих указаний о находках ордовикской фауны в этом районе.

Вайгач и южная часть Новой Земли

На Вайгаче и юге Новой Земли ордовикские отложения обнажаются в приосевых частях Южно-Новоземельского антиклинория, залегающая трансгрессивно с угловым несогласием на кембрийских породах (рис. 23). На Вайгаче угловое несогласие достигает 90° при общем сов-

падении простирания кембрийских и ордовикских толщ. На Новой Земле наряду с угловым несогласием обнаружено азимутальное несогласие, достигающее 60° , причем простирание кембрийских пород становится субширотным.

Первая схема стратиграфического расчленения ордовикских отложений, развитых на Вайгаче, была предложена П. В. Виттенбургом в 1932 г. На юге Новой Земли присутствие ордовикских пород впервые было установлено М. В. Кленовой и С. В. Обручевым в 1927 г. Более полные сведения об ордовике южной оконечности Новой Земли и Вайгача получены после Великой Отечественной войны сотрудниками Научно-исследовательского института геологии Арктики В. И. Бондаревым.

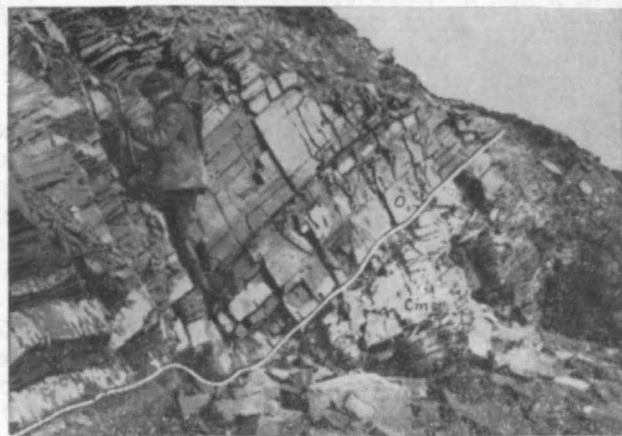


Рис. 23. Нижнеордовикские отложения, перекрывающие с угловым несогласием кембрийские породы на полуострове Стадольского. Фото В. И. Бондарева.

ревым, А. З. Бурским, Л. В. Нехорошевой и Э. М. Красиковым. Собранные ими органические остатки определялись М. С. Жижинной (табуляты), Г. Г. Астровой и Л. В. Нехорошевой (мшанки), В. И. Бондаревым и К. Н. Колосковым (брахиоподы), А. З. Бурским (трилобиты), Р. С. Елтышевой и Г. А. Стукалиной (криноидеи), А. М. Обутом (граптолиты). В результате была разработана унифицированная стратиграфическая схема ордовика Новой Земли, Вайгача и Пай-Хоя.

Нижний отдел. Нижний ордовик разделен на соколийский и нелидовский горизонты.

Соколийский горизонт слагают терригенные отложения, залегающие в основании разреза ордовикской системы. Выходы пород этого горизонта известны на о. Нелидова, мысах Тест и Корсакова, о. Малом Оленьем, о. Большом Оленьем, а также в устье р. Ясару-Яга на Вайгаче. Наиболее полный разрез встречен на о. Нелидова. Здесь снизу вверх обнажены:

- | | |
|---|------|
| 1. Пачка лиловых алевролитов с маломощным пластом гравелитов в основании | 50 м |
| 2. Буровато-красные и красновато-серые алевролиты, ритмично чередующиеся с красновато-бурыми кварцевыми песчаниками | 8 „ |
| 3. Зеленовато-серые массивные и косослоистые кварцевые песчаники | 12 „ |
| 4. Светло-серые, иногда желтоватые, полевошпатово-кварцевые алевролиты | 10 „ |

Общая мощность соколийского горизонта 80 м.

Выше залегают алевролиты с линзами известняков, в которых встречены *Angarella* sp. и другая фауна, характерная для нелидовского

горизонта. На мысе Тест в верхней части соколийского горизонта встречен комплекс органических остатков — *Apatokephalus* sp., *Pliomeroides defensus* Burgs., *Imbricatia* sp., *Altorthis* sp., позволяющий сопоставить эти отложения со стратотипом, расположенным на мысе Сокольем (северо-восточный Пай-Хой).

Нелидовский горизонт обнажен на юге Новой Земли на о. Нелидова, мысе Корсакова, о. Большом Оленьем, о. Малом Оленьем и мысе Тест. На о. Вайгач он выделяется условно в бассейнах рек Сурья, Юно-Яга и Талата.

В стратотипе горизонта на о. Нелидова снизу вверх залегают:

1. Зеленовато-серые алевролиты, содержащие линзы мелкокристаллических известняков с *Angarella laevis* Kol., *Nanorthis* sp., *Imbricatia russanovi* V. Bond., *Triseptata nelidovi* V. Bond., *Diplotrypa* sp. (ex gr. *petropolitana* Nich.), *Nicholsonella nelidovi* L. Nekh., *Pliomeroides* sp. 20—25 м
2. Желтовато-серые среднезернистые песчаники, чередующиеся с лиловыми и серовато-лиловыми алевролитами. В верхней части пачки встречены *Dianulites janischewskyi* Modz., *Stigmatella inflecta* Bassl. 42 „
3. Серые песчаные известняки и песчаники с *Angarella* sp., *Imbricatia russanovi* V. Bond., *Dianulites janischewskyi* Modz., *Nicholsonella nelidovi* L. Nekh., *Cyphotrypa* sp. 90 „

Общая мощность нелидовского горизонта в описанном разрезе около 160 м.

Выше согласно залегают немые красноцветные породы, отнесенные к среднему отделу ордовикской системы.

Средний отдел. Средний ордовик подразделяется снизу вверх на юноягский, дыроватский и югорский горизонты.

Юноягский горизонт представлен карбонатными и терригенными серо- и красноцветными породами. По литологическому составу и фаунистическим остаткам он расчленен на терригенные и карбонатные слои (слой с *Eobergia*). Стратотип юноягского горизонта установлен по р. Юно-Яга (о. Вайгач). На Новой Земле этот горизонт не выделяется и соответствующие ему породы входят в состав нерасчлененной лагунно-континентальной толщи нижнего—среднего ордовика. В стратотипе горизонта в разрезе на р. Юно-Яга выше пачки глинистых известняков, содержащих сильнометаморфизованные остатки *Orthidae*, *Strophomenacea*, *Niobe* sp. и мшанок, предположительно отнесенной к нелидовскому горизонту нижнего ордовика, залегают:

1. Зеленовато-серые известняки, чередующиеся с хлоритизированными известковистыми песчаниками 5—7 м
2. Сильно метаморфизованные зеленоватые пятнистые неяснослоистые, полосчатые и косослоистые известковистые песчаники 10 „
3. Зеленовато-серые алевролиты, чередующиеся с зеленовато-серыми известковистыми песчаниками. В разрезе заметно преобладают алевролиты 30 „
4. Серые среднезернистые известняки с остатками *Cyphotrypa kossjensis* (Astr.), *Vellamo antiqua* V. Bond., *Orthidae*, *Lonchodomas* sp. 1,5 „
5. Зеленовато-серые известковистые песчаники, чередующиеся с серыми известняками. Внизу пачки преобладают песчаники, вверху известняки 150 „

Суммарная мощность терригенных слоев до 200 м.

В этой части горизонта на междуречье Юно-Яги и Талаты, кроме того, встречены *Ceramopora proava* Astr., *Lamtshinopora hirsuta* Astr., а в верхах слоев на о. Шокальского обнаружены *Diplotrypa pusilla* Astr., *Dianulites* aff. *janischewskyi* Modz.

Карбонатные слои с *Eobergia* довольно хорошо прослеживаются на Вайгаче на участке от р. Талаты до губы Дыроватой. На Новой Земле они представлены лагунно-континентальными осадками, параллелизация которых с морскими толщами, развитыми на Вайгаче,

крайне затруднительна. Лучший разрез слоев с *Eorobergia* установлен на р. Юно-Яга, где на терригенных слоях юноягского горизонта снизу вверх залегают:

1. Серые и темно-серые глинистые известняки, чередующиеся с редкими прослоями серых детритовых известняков с *Vellamo medina* V. Bond., *Eorobergia inferius* Burg., *Lonchodomas* sp. 60 м
2. Серые, местами полосчатые и косослоистые, глинистые и алевритистые известняки с трещинами усыхания 20 „

Суммарная мощность слоев в данном разрезе 80 м.

В районе мыса Инков Нос и на о. Шокальского в этих слоях, кроме остатков фауны, перечисленных в п. 1, встречены *Cyphotrypa kojimensis* Astr., *C. kossjensis* (Astr.), *Diplotrypa pusilla* Astr.

Мощность юноягского горизонта 270 м.

Дыроватский горизонт представлен глинисто-карбонатными и карбонатными породами, содержащими остатки фауны кораллов. Нижняя граница горизонта проведена по кровле косослоистых глинистых известняков, а верхняя — по подошве карбонатной пачки с песчанистыми прослоями, содержащей фауну, характерную для югорского горизонта.

Дыроватский горизонт довольно широко развит на северо-западе Вайгача (район губы Дыроватой), откуда прослеживается на юго-восток и встречен в разрезах на р. Юно-Яга и на р. Талате.

На Новой Земле имеются признаки, указывающие на присутствие дыроватского горизонта на о. Малом Оленьем. На остальной части Новой Земли дыроватский горизонт неизвестен.

Один из наиболее представительных разрезов рассматриваемого горизонта на Вайгаче располагается в каньоне р. Юно-Яга. Здесь выше пород юноягского горизонта, после перерыва в обнажениях равного 15 м, залегают:

1. Серые с бурой поверхностью выветривания средне-тонкослоистые глинистые известняки с Orthidaе, Asaphidaе и Ostracoda 5 м
2. Серые глинистые известняки, внизу переслаивающиеся с серыми детритовыми известняками, вверху — косослоистые, полосчатые, с волноприбойными знаками 55 „
3. Серые средне-крупнозернистые известняки, чередующиеся с серыми глинистыми известняками. В известняках встречены *Lichenaria markini* Sok., *Lichenaria arctica* Sok., *Hallopora simplex* Astr., *Nicholsonella vaupeliformis* Modz. 20 „
4. Серые известняки, переслаивающиеся с серыми и темно-серыми глинистыми известняками 50 „
5. Серые среднезернистые известняки с редкими прослоями темно-серых глинистых известняков. В нижней части встречены *Nicholsonella vaupeliformis* Modz., *Palaeoatactotoechus wajgatshensis* Astr., *Conolichas acerbigranum* Burg., в верхней части — *Lichenaria* cf. *arctica* Sok. 100 „

В районе губы Дыроватой, кроме указанного выше комплекса фауны, встречены *Lichenaria* cf. *carterensis* (Saff.), *Lichenaria heroensis* (Raum.), *Lichenaria expressa* Sok., *Cyphotrypa kossjensis* (Astr.), *Diplotrypa pusilla* Astr., *Homotrypa subramasa* Ulr., *Hemiphragma nonnulium* Astr.

Общая мощность дыроватского горизонта в среднем 230 м.

Породы югорского горизонта широко распространены на южном берегу пролива Югорский Шар, откуда они прослеживаются по западному Вайгачу вплоть до губ Дыроватой и Долгой. Выходы пород этого горизонта известны в районе оз. Янго, а также на побережье пролива Карские Ворота между реками Ясору-Яга и Хехе-Яга.

На Новой Земле отложения югорского возраста встречены в районе губы Логинова, на о. Кусова Земля, а также на островах, рас-

положенных у входа в залив Рейнеке. В районе мыса Тест—бухта Северная югорский горизонт не выделен из состава лагунно-континентальной пестроцветной толщи среднего ордовика.

Стратотип данного горизонта находится на Вайгаче в каньоне р. Юно-Яга, где выше пород дыроватского горизонта расположены:

1. Темно-серые глинистые известняки с редкими прослоями серых известняков и песчаных известняков. Отмечены знаки ряби. Здесь встречены *Nicholsonella vaupeliformis* Modz., *Graptodictya bonnemai* Bassl., *Vellamo* sp., *Platystrophia dentata trigonalis* V. Bond. 25 м
2. Серые и мелкозернистые известняки, в верхней части — серые полосчатые песчаные известняки 18 „
3. Темно-серые глинистые известняки, чередующиеся с темно-серыми среднезернистыми известняками. Фауна: *Platystrophia dentata trigonalis* V. Bond., *Calyptaulax* sp. 65 „
4. Темно-серые мелкозернистые известняки 45 „
5. Серые и темно-серые известково-глинистые сланцы, переслаивающиеся с серыми тонкоплитчатыми мелкозернистыми известняками, находящимися в подчиненном количестве. В сланцах и известняках собрана фауна *Rhinodictya pseudolebanonensis* Astr., *Diplotrypa sincera* Astr., *Hallopora simplex* Astr., *Vellamo*(?) *summa* V. Bond., *Platystrophia dentata trigonalis* V. Bond., *Calyptaulax* sp., *Lonchodomas triangulus* Burs., *Remopleurides eximius* Whitt., *Conolichas acerbigranum* Burs., *Encrinuroides waigatschensis* Burs. 260 „
6. Темно-серые мелкозернистые известняки с *Cyphotrypa kojimensis* Astr., *Diplotrypa westoni* Ulr., *Hesperorthis angustus* V. Bond., *Vellamo*(?) *summa* V. Bond., *Olygorhynchia elegantula* (Rozman), *Calliops brevioculus* Burs., *Glaphurina trapezialis* Burs., *Encrinuroides waigatschensis* Burs., *Stenopareia* sp. 50 „

Суммарная мощность пород в описанном разрезе 460 м. Они перекрываются доломитами, отнесенными к верхнему ордовика.

Кроме органических остатков, встреченных в стратотипе югорского горизонта, на северном берегу пролива Югорский Шар в глинистых известняках встречен комплекс фауны, существенно отличающийся от стратотипического: *Orthambonites plana* V. Bond., *Platystrophia lynx jugorensis* V. Bond., *Oxoplecia dorsata* (His.), *Leptelina tennesseeensis* Ulr. et Coop., *Sowerbyella perplexa* Coop., *Bilobia hemisphaerica* Coop., *Bimuria lamellosa* (Bassl.), *Bimuria longa* V. Bond., *Christiania subquadrata* (Hall.), *Eorobergia summa* Burs., *Lonchodomas* cf. *rostratus* (Sars), *Lonchodomas* sp., *Ceraurinus icarus* (Bill.), *Pseudosphaerexochus* (?) sp., *Nieszkowskia* sp., *Conolichas peri* Warb., *Platylichus lingua* Warb.

Максимальная мощность югорского горизонта 530 м. На юге Новой Земли он выражен в лагунно-морской фации с обедненным, по сравнению со стратотипом, комплексом органических остатков. В районе мыса Тест—бухта Северная, где югорскому горизонту соответствует часть красноцветной терригенной пачки, органические остатки не встречены.

Верхний отдел. Верхний отдел ордовика на Вайгаче и юге Новой Земли представлен карбонатными породами, содержащими относительно редкие органические остатки. Последние встречаются главным образом в нижней части разреза, наиболее хорошо обнаженной в районе бухты Варнек на юго-западе Вайгача. Эта часть разреза выделена в варнекский горизонт, разрез которого на мысе Приметном следующий:

1. Черные тонкоплитчатые известняки с *Catenipora kuliki* (Tchern) 30 м
2. Серые и светло-серые неяснослоистые известняки с *Cyrtophyllum* sp., *Catenipora* sp., *Protarea*, *Clathrodiction kirgistikum* Riab. 23 „
3. Серые и темно-серые доломитизированные известняки с *Rhabdotetradium waigatschensis* Zhizh., *Batostoma polare* Astr. 19 „

4. Серые, буровато-серые алевритистые доломиты, неравномерно чередующиеся с известняками, в том числе с доломитизированными. В верхней части пачки отмечены трещины усыхания. Фауна: *Phytopsis cellulosum* Hall, *Homotrypa exilis* Ulr., *Oxoplectia acutangula* V. Bond., *Stenocamara djakonovi* V. Bond., *Pentagonopentagonalis proximus* Yelt. et Stuk., *Pentagonocyclicus tenuites* Yelt. et Stuk., *Calliops brevioculus* Burs., *Lambeoceras* cf. *princeps* Troed. 75 м
5. Серые с желтоватым оттенком доломитизированные известняки 5 „
6. Черные доломитизированные известняки с *Homotrypa exilis* Ulr., *Batostoma polare* Astr., *Oxoplectia acutangula* V. Bond. 15 „
7. Серые и темно-серые доломитизированные известняки 31 „

Мощность варнецкого горизонта на мысе Приметном 260 м.

Во внутренних частях бухты Варнек из отложений рассматриваемого горизонта дополнительно к вышеприведенным органическим остаткам собраны *Eofletcheria* sp., *Propora conferta* M. Edw. et Haime, *Rhabdotetradium rhomboidalis* Zhizh., *Paratetradium borealis* (Tschern.), *Oxoplectia krotovi* (Tschern.), *Hesperorthis angustus* V. Bond., *Encrinuroides waigatschensis* Burs., *Conolichas peri* (?) Warb., *Remopleurides* sp., *Stenopareia avus* Holm. На севере Вайгача в разрезе варнецкого горизонта, кроме того, встречены мшанки — *Orbignyella sublamellosa* Ulr. et Bassl., *Batostoma nodosum* Astr., *Batostoma supernodosum* Astr.

Верхняя часть верхнеордовикской толщи почти не содержит органических остатков. В доломитизированных известняках, перекрывающих породы варнецкого горизонта в разрезах рек Сармик и Талата Карская на Вайгаче, не найдены руководящие ископаемые. Собранные здесь *Conochidium* sp. позволяют сопоставлять вмещающие их породы с доломитизированными известняками, встреченными в бассейне р. Хехе-Яга на севере Вайгача, где, помимо *Conochidium* sp., обнаружены *Tollina* sp., *Catenipora* sp., *Cataplectia sparsus* Zhizh. и др., определяющие возраст отложений как конец ордовика—начало силура. Поэтому граница между ордовикской и силурийской системами проводится условно, причем максимальная мощность верхнего отдела ордовика ориентировочно считается равной 500 м.

Центральная часть Новой Земли

Выше при общем описании нижнепалеозойских отложений, развитых на западе Новой Земли, были изложены взгляды на ордовик этого района, сложившиеся у М. М. Ермолаева, Б. С. Романовича и др. Иной точки зрения придерживается В. И. Бондарев, который в районе от губы Грибовой до пролива Маточкин Шар к ордовикской системе относит терригенную толщу, с угловым несогласием перекрывающую породы кембрийского возраста и согласно подстилающую, по-видимому, лландоверские известняки и доломиты. Последовательность ордовикских отложений представляется там в следующем виде: в основании залегает толща серых и зеленых кварцевых и кварцитовых конгломератов мощностью около 400 м. Конгломераты согласно перекрываются серыми средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, мощность которых определяется в 100 м. Разрез ордовика завершается пестроцветной толщей, состоящей из песчаников (кварцевых, аркозовых и полимиктовых), окрашенных в разнообразные оттенки красного и зеленого цвета (рис. 24). Мощность пестроцветных отложений около 200 м. Возможно, что к самым верхам ордовикской системы относится нижняя часть пачки карбонатных пород, содержащей в средней части остатки *Syringopora fascicularis* L.

Северная часть Новой Земли

На севере Новой Земли к ордовику относится терригенная толща, обнажающаяся в районе от залива Легздина до залива Иностранцева и в районе залива Ледяная Гавань. Описание этой толщи сделано в тридцатых годах И. Ф. Пустоваловым и Б. В. Милорадовичем, считавшими ее силурийской. Такое же мнение было у А. Н. Наумова и В. И. Бондарева, проводивших исследования в районе Ледяной Гавани в 1953 г. Впоследствии В. И. Бондарев пришел к выводу, что нижняя часть толщи, относившаяся к силуру, имеет ордовикский возраст.

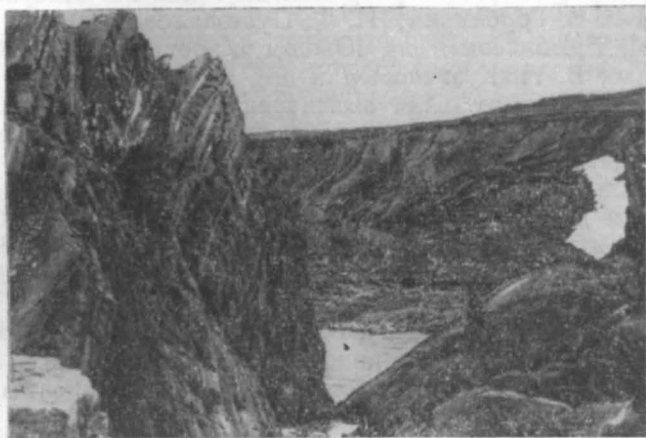


Рис. 24. Выход нижнеордовикских пестроцветных пород на р. Омудевоу. Фото В. И. Бондарева.

Наиболее полное представление о строении ордовикской толщи дает разрез, наблюдавшийся И. Ф. Пустоваловым в районе мыса Сахарова. Здесь в основании разреза залегает песчанико-сланцевая толща мощностью 550 м, которая перекрывается пачкой конгломератов и песчаников с прослоями сланцев общей мощностью 250 м. Выше располагается песчанико-сланцевая толща, в средней части содержащая граптолиты *Climacograptus* cf. *medius* Тогнq., *Petalolithus palmeus* (Вагг.), *Monograptus tenuis* Portl. и др., характерных для нижнего лландовери.

На северо-восточной оконечности Новой Земли (район мыса Желания) к ордовику относится толща пород, литологически сходная с породами района мыса Сахарова. Ордовикские породы выходят на дневную поверхность в окрестности залива Ледяная Гавань. Они представлены теми же толщами: внизу песчаниково-сланцевой, вверху — конгломератовой. Эти породы перекрываются сланцевой толщей с граптолитами: *Rastrites peregrinus* Вагг., *Pristiograptus jaculum* (Ларв.), *Monograptus* aff. *regularis* Тогнq., *Monograptus lobiferus* Мс Соу, *Petalolithus palmeus* (Вагг.), *Climacograptus scalaris* (His.), указывающих на лландоверский возраст отложений. Вероятно, из низов сланцевой толщи или из нижележащих пород Б. В. Милорадовичем в 1933 г. найдены трилобиты, определенные В. В. Вебером как *Isotelus* cf. *maximus* Locke, *Basiella zivolkaei* Web., *Asaphidarum* sp. (Вебер, 1948) и датирующие вмещающие породы концом среднего ордовика.

Силурийская система

Силурийские отложения на Новой Земле и Вайгаче представлены обоими отделами и пользуются широким распространением. Они установлены на всем протяжении побережья от Югорского Шара на юге до мыса Желания на севере. Хорошие разрезы силурийской толщи находятся в долинах многочисленных рек и на побережьях бухт и заливов как на Вайгаче, так и на юге Новой Земли. Эти разрезы послужили в качестве опорных при разработке унифицированной региональной стратиграфической схемы (табл. 3, см. вкладку).

Огромное значение в изучении силура имели полевые исследования, проведенные в двадцатых—тридцатых годах на Северном острове Новой Земли Г. В. Горбачким, И. Ф. Пустоваловым, Б. В. Милорадовичем, М. М. Ермолаевым; на Южном острове — Б. А. Алферовым, А. А. Петренко, В. Н. Кузнецовым и др.; на Вайгаче — П. В. Виттенбургом и Н. А. Куликом. Для выяснения стратиграфии силура большую роль играли результаты определения фауны, производившиеся Д. В. Наливкиным и О. И. Никифоровой (брахиоподы), Б. Б. Чернышевым (кораллы), Е. М. Глебовской (остракоды), М. Э. Янишевским (граптолиты) и др.

С 1947 г. изучением силурийских отложений занимались сотрудники НИИГА: Э. В. Аpsит и Г. Г. Николаева, Г. Д. Беляков и Ю. С. Бушканец, В. И. Бондарев, К. К. Демочкидов, Г. А. Ермолаев, Н. П. Голованов, Б. С. Романович, В. Н. Смирнов, С. В. Черкесова и др. Фауна обрабатывалась О. И. Никифоровой, А. М. Обутом, М. С. Жижиной, М. А. Смирновой, Н. А. Флеровой, З. Г. Балашовым, Р. С. Елтышевой, А. Ф. Абушиком и др.

В рассматриваемом регионе силурийские отложения расчленены на ярусы, общепринятые в СССР, а последние — на местные зоны (кроме венлокского яруса). В верхнем лудловском ярусе, кроме того, выделяются горизонты. Названия горизонтов, местных зон и характерные комплексы фауны приведены на указанной выше схеме сопоставления (см. табл. 3).

Между разрезами силурийской толщи в различных структурно-фациальных зонах намечаются значительные различия. Так, в пределах Южноновоземельско-Вайгачской зоны силурийские отложения представлены преимущественно известняками с многочисленными брахиоподами, кораллами, строматоподами и т. д. В Средненовоземельской структурно-фациальной зоне увеличивается количество терригенного материала начиная с нижнего лудлова.

В Северноновоземельской структурно-фациальной зоне силур сложен в основном терригенными породами, особенно нижний отдел, который охарактеризован граптолитами. Брахиоподы, кораллы и строматопоры обнаружены только в верхней части силурийской толщи.

Нижний отдел

Нижнесилурийские отложения наиболее широко развиты в Южноновоземельско-Вайгачской и Северноновоземельской структурно-фациальной зонах. В Средненовоземельской зоне они приурочены к ядрам наиболее крупных антиклинальных структур.

За исключением крайнего севера Новой Земли, нижний отдел представлен преимущественно карбонатными отложениями. В Северноновоземельской зоне в раннесилурийское время шло накопление терригенного материала. В нижнесилурийской толще выделены отложения лландоверского и венлокского ярусов.

Лландоверский ярус

Лландоверский ярус сложен, кроме северной оконечности Новой Земли, преимущественно известняками и доломитами. Лучший разрез яруса находится на полуострове Хатанзея (Новая Земля), где подразделяется на две местные зоны, но контакт с подстилающими отложениями не обнажен. Предполагается, что наиболее древние породы лландовери (известняки с *Conchidium* и *Calapoecia*), встреченные на Вайгаче, здесь отсутствуют. В целом нижняя местная зона отвечает нижнему и среднему подъярусам, а местная зона *Pentamerus oblongus* — верхнему подъярису.

В известняках встречаются многочисленные колонии табулят (*Palaeofavosites* cf. *borealis* Tchern., *P.* cf. *simplex* Tchern. и др.), реже брахиоподы, криноиды, строматопороидеи и остракоды; обнаружены единичные представители других групп морских беспозвоночных. Для брахиопод характерно массовое скопление пентамерусов (*Pentamerus oblongus* и др.) и конхидиумов. Мощность яруса 500—600 м.

В Североновоземельской структурно-фациальной зоне лландоверский ярус представлен глинистыми сланцами с прослоями песчаников. В глинистых сланцах найдены многочисленные граптолиты *Climacograptus* L. a. w., *C.* cf. *medius* Тогнq., *Petalolithus palmeus* (Вагг.), *Oktavites spiralis* (Gein.) и др., свидетельствующие о присутствии полного разреза яруса. Мощность отложений здесь около 300 м.

Венлокский ярус

Венлокские отложения на Новой Земле и Вайгаче имеют не меньшее распространение, чем лландоверские, и известны в тех же районах. Интересно отметить, что в пределах Южноновоземельско-Вайгачской структурно-фациальной зоны намечаются довольно значительные различия разрезов венлокского яруса. Так, на Вайгаче наблюдается переслаивание темно- и светлоокрашенных разностей карбонатных пород, в которых присутствует очень много строматопороидей и значительно меньше кораллов. Часто встречаются массовые скопления целых раковин и разрозненных створок крупных пеллеципод рода *Megalotus*, достигающих 20—25 см в длину. Брахиоподы, гастроподы, криноиды, мшанки и другие фаунистические остатки, присутствуют в весьма ограниченном количестве. Мощность описанных отложений 450 м.

На юге Новой Земли, на полуострове Хатанзея, также наблюдается полный разрез яруса, здесь эти отложения представлены пачкой черных известняков, в основании которых наблюдаются прослои глинистых сланцев, а также алевритистых и песчанистых известняков. Остатков фауны мало. Имеются лишь отдельные пласты, переполненные строматопорами и кораллами (см. табл. 2), но по всему разрезу встречаются остракоды, единичные брахиоподы, пеллециподы, наутилоиды и другие окаменелости. Общая мощность отложений там 500—700 м.

Восточнее, в губе Логинова (пролив Карские Ворота), количество глинистых сланцев увеличивается.

В Средненовоземельской структурно-фациальной зоне нет хороших разрезов и венлокские отложения встречены в виде изолированных обнажений. Представлены они известняками с *Alveolites* aff. *polaris* Tchern. и *Syringopora fascicularis* L. Видимая мощность известняков около 100 м (рис. 25).

На крайнем севере Новой Земли развиты терригенные отложения с редкими прослоями известняков. Преобладают глинистые сланцы, содержащие массовые скопления граптолитов. Мощность отложений около 200 м.

К венлокскому ярусу А. Н. Наумов в 1953 г. отнес также свиту мыса Желания, сложенную алевролитами, песчаниками и конгломе-

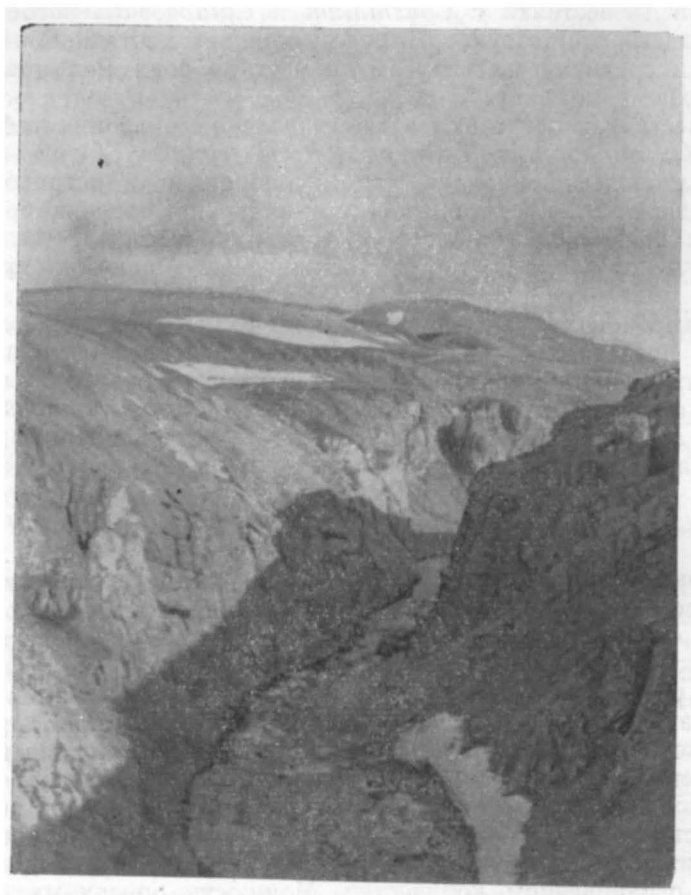


Рис. 25. Силурийские известняки в районе губы Грибовой. Фото Б. С. Романовича

ратами, в которой изредка наблюдаются прослои известняков. Фауна не обнаружена. Мощность этой свиты, по его данным, 1300 м.

Верхний отдел

Отложения позднесилурийского возраста наиболее широко распространены среди силурийских пород. Основное отличие осадконакопления этого времени от седиментации в нижнесилурийскую эпоху заключается в том, что условия образования осадочных толщ в верхнем силуре несколько выравниваются и нет резкого подразделения на области накопления карбонатных и терригенных осадков. Верхний отдел расчленяется на нижний лудловский и верхний лудловский ярусы (последний правильнее называть надлудловским).

Нижний лудловский ярус

Породы нижнего лудловского яруса повсеместно залегают без перерыва на подстилающих отложениях. В Южноновоземельско-Вайгачской структурно-фациальной зоне нижнелудловская толща сложена преимущественно известняками, охарактеризованными брахиоподами, кораллами, строматопорами и т. д. Только на юго-востоке Вайгача существенную роль играют глинистые сланцы, в которых встречены единичные брахиоподы *Lissatrypa linguata* Buch и граптолиты.

Рассматриваемый ярус подразделяется на две местные зоны: нижнюю — *Lissatrypa linguata* и верхнюю — *Rhynchospirina baylei*, причем последняя отвечает самым верхам яруса и хорошо коррелируется с горизонтом каугатума Прибалтики.

Мощность зоны *Lissatrypa linguata* — 200—300 м, а зоны *Rhynchospirina baylei* — 50—80 м.

Далее на север указанные зоны пока не установлены, поскольку нижний лудловский ярус сложен там фациально отличными толщами и недостаточно хорошо изучен. Так, нижнелудловские отложения в Средневоземельской структурно-фациальной зоне представлены песчаниками и гравелитами. Здесь количество фауны значительно меньше и датировка возраста отложений несколько условная. Не исключено, что нижняя часть этого разреза является еще венлокской.

Мощность нижнего лудловского яруса в средней части Новой Земли условно определяется в 350 м.

В Североновоземельской структурно-фациальной зоне развиты темноокрашенные глинистые сланцы и известняки с *Conchidium novosemelicum* Na I. и др., а в сланцах найдены граптолиты *Saetograptus chimaera* (B a g.). Мощность отложений не установлена, по-видимому, она не более 200—300 м.

Верхний лудловский ярус

Верхний лудловский ярус также широко распространен. Он подразделяется на два горизонта: гребенской* и вайгачский.

Гребенский горизонт, которому соответствует местная зона *Lissatrypa rhosa* и *Howellella pseudogibbosa*, хорошо коррелируется с одновозрастными отложениями Урала и прослеживается на обоих островах Новой Земли, на Вайгаче и вдоль Урала вплоть до Уфимского амфитеатра.

В Южноновоземельско-Вайгачской структурно-фациальной зоне гребенской горизонт представлен известняками, иногда с прослоями глинистых сланцев. Для пород этого горизонта обычно характерна зеленовато-оливковая окраска. Фауна довольно обильная. Преобладают брахиоподы и кораллы, нередко остракоды, строматопоры и другие окаменелости. Особенно характерно присутствие ракушняка, образованных массовыми скоплениями *Protathyris praecursor* Kozl. и представителями рода *Lissatrypa*. Мощность отложений 200—300 м.

В Средневоземельской структурно-фациальной зоне в составе горизонта отмечаются песчаники, несколько изменяется и его фаунистическая характеристика, выражающаяся в резком сокращении брахиопод рода *Lissatrypa*. Мощность горизонта условно определяется в 350 м.

* Возможно, что гребенской горизонт относится еще к нижнелудловским отложениям. — Прим. ред.

В Североновоземельской структурно-фациальной зоне к гребенскому горизонту относится пачка иногда пестроокрашенных известняков, глинистых сланцев, песчаников. В прослоях известняков, по данным М. М. Ермолаева (1936), присутствует многочисленная, но однообразная фауна: *Protathyris didyma* (Dalm.), *Camarotoechia nucula* (Sow.), *Schrenckia grandis* (Schrenck) и др. Мощность данных отложений неизвестна.

Вайгачский горизонт установлен на полуострове Гребень (Вайгач), где стратиграфически выше гребенского горизонта залегают доломиты с прослоями известняков. Фауна представлена почти исключительно остракодами, лишь в прослоях известняков были встречены единичные кораллы — *Favosites* aff. *sibiricus* Peetz., *Protathyris praecursor* (?) Kozl. Из остракод наиболее характерными формами являются *Kiaeria kuliki* Gleb. и *Hogmochilina formosa* Baгг. Мощность горизонта более 100 м.

В других районах Вайгача и Новой Земли аналогов данного горизонта не обнаружено.

Непосредственный контакт верхнелудловской и нижнедевонской толщ в описываемом районе достоверно не установлен.

Девонская система

Новая Земля

Девонские отложения Новой Земли представлены всеми тремя отделами и занимают большую площадь на территории от пролива Карские Ворота на юге до окрестностей мыса Спорый Наволок на северной оконечности Северного острова.

Наиболее полные разрезы девонской толщи, охарактеризованные многочисленными и разнообразными остатками ископаемых организмов, находятся на юге (пролив Карские Ворота) и юго-западе Новой Земли (от о. Вальнева до губы Черной). Они явились опорными при разработке унифицированной региональной стратиграфической схемы.

В районе пролива Маточкин Шар наблюдается сильный метаморфизм пород, приведший к образованию серицитовых и хлоритовых сланцев, а также кварцитов.

Огромное значение в изучении девонских отложений имели полевые исследования, проведенные в двадцатых—тридцатых годах Б. А. Алферовым, М. М. Ермолаевым, М. В. Кленовой и С. В. Обручевым, В. А. Куклиным, Б. В. Милорадовичем, А. А. Петренко и др., и определения основных групп фауны Д. В. Наливкиным, А. К. Наливкиной, Б. Б. Чернышевым, в результате которых стало возможно ярусное и более детальное подразделение среднего и верхнего отделов.

В фаунистическом обосновании нижнего девона важная роль принадлежит исследованиям О. И. Никифоровой.

В послевоенные годы работы производились сотрудниками Новоземельских экспедиций и Тематической партией НИИГА. Фауна обрабатывалась палеонтологами НИИГА — А. Г. Кравцовым, М. А. Смирновой, А. М. Кузьминым, С. В. Черкесовой, Л. В. Нехорошевой, а также специалистами из других организаций: А. Ф. Абушиком, З. Г. Балашовым, Э. З. Бульванкер, В. А. Востоковой, Р. С. Елтышевой, Г. И. Ляшенко, З. А. Максимовой, Е. Н. Поленовой, Н. А. Флеровой и др.

В настоящее время ярусы расчленены на местные зоны, а нижний отдел — на горизонты и местные зоны. Названия местных зон и характерные комплексы фауны приведены в схеме сопоставления (табл. 4,

см. вкладку). Большинство из выделенных стратиграфических подразделений девона прослеживается на значительном расстоянии, несмотря на сильную фациальную изменчивость отложений и невозможность по слоистой увязки даже двух близко расположенных разрезов. Корреляция отложений по площади возможна благодаря наличию очень многочисленной фауны*, в том числе и брахиопод, среди которых наблюдаются формы, приспособившиеся к обитанию в разных условиях.

Между разрезами девонской толщи в различных структурно-фациальных зонах намечаются существенные различия, особенно четкие между Южновоземельско-Вайгачской и Средневоземельской структурно-фациальными зонами.

На юге региона разрезы представлены в основном карбонатными породами с примесью терригенного материала, тогда как в Средневоземельской структурно-фациальной зоне начиная со среднего отдела существенную роль играет терригенный материал. Об отличиях Северооземельской структурно-фациальной зоны говорить трудно, так как стратиграфия девонских отложений здесь изучена плохо.

Нижний отдел

Нижний отдел повсеместно сложен преимущественно карбонатными породами, при этом наблюдается уменьшение количества доломитов снизу вверх и появление в верхней части разреза довольно многочисленных биогермов. Нижнедевонские отложения расчленяются на три горизонта (снизу вверх): губы Каменки, губы Моржовой и вальневский (см. табл. 4), причем два нижних, вероятно, соответствуют жединскому ярусу, а вальневский горизонт — всему объему кобленцкого и, возможно, низам злиховского ярусов. Названия «жединский» и «кобленцкий» ярусы условны, поскольку на всей территории СССР эти стратиграфические подразделения не отвечают их стратотипам в Западной Европе, где они впервые были выделены. Граница между нижним и средним девонем условно проводится по кровле вальневского горизонта.

Горизонт губы Каменки представлен ритмично переслаивающейся толщей главным образом карбонатных пород, среди которых преобладают доломиты и доломитовые известняки. Фауна встречается чрезвычайно редко. Горизонт отнесен к нижнему девону на основании того, что в нем обнаружены микроостракоды (*Genus et sp. nov.*) сходные, по мнению Е. Н. Поленовой, с девонскими остракодами гряды Чернышева.

Полная мощность горизонта не установлена и предположительно равна 200—300 м. Стратотип горизонта находится на берегу губы Каменки (пролив Карские Ворота). Горизонт прослеживается по западному побережью Южного и Северного островов (в пределах Средневоземельской структурно-фациальной зоны). В районе губы Черной и губы Раковой, судя по материалам Б. А. Алферова и др., он содержит большую примесь терригенного материала.

Горизонт губы Моржовой (местная зона *Sphaerirhynchia valnevi*) отличается меньшим количеством доломитов и наличием в прослоях известняков довольно многочисленных и разнообразных кораллов, брахиопод, криноидей, трилобитов и др. Присутствие в этом горизонте таких форм табулят, как *Squametofavosites bohemicus* (Ро́ста), *Sq. uralensis* Уа́нет, по мнению М. А. Смирновой, позволяет их коррелировать с жединским ярусом других районов СССР.

* В морских девонских отложениях Новой Земли насчитывается свыше 300 видов одних брахиопод.

Полная мощность горизонта не установлена и, возможно, находится в пределах 200—300 м.

Горизонт четко прослеживается на юге и юго-западе Южного острова Новой Земли, замещаясь в более северных районах (губа Черная, губа Митюшиха) черными известняками, среди которых доломиты отмечаются значительно реже.

Вальневский горизонт характеризуется дальнейшим уменьшением количества доломитов, появлением многочисленных биогермов и значительно более разнообразным, без признаков угнетения, комплексом фауны.

Горизонт подразделяется (снизу вверх) на две местные зоны: зону *Nordotoechia tumida* и зону *Nymphorhynchia pseudolivonica*.

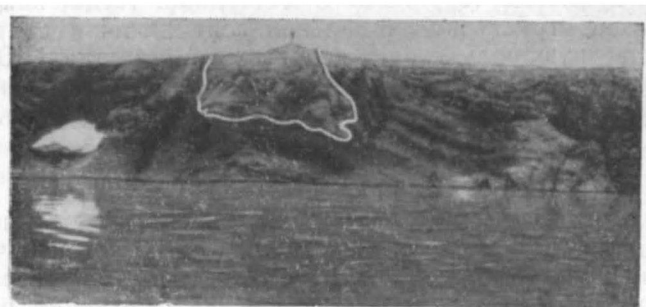


Рис. 26. Биогерм в низах среднедевонской толщи на юго-западе Новой Земли. Фото С. В. Черкесовой

Нижняя зона с *Ucinulus irbitensis polaris* Nikif., *Gypidula rara* Nikif., *Squameofavosites stellaris* (Tchern.) и др. соответствует кобленцкому ярусу. Верхняя зона с *Nymphorhynchia pseudolivonica* (Vagr.), *Favosites invisus* Yonet и др., очевидно, отвечает самым низам зоны *Favosites regularissimus* эйфельского яруса, но до окончания монографической обработки всей фауны граница нижнего и среднего отдела условно проводится по кровле этой зоны, т. е. по кровле вальневского горизонта. Мощность вальневского горизонта 250—300 м.

Горизонт хорошо прослеживается до губы Раковой в пределах Южноновоземельско-Вайгачской структурно-фациальной зоны и установлен также в Средневоземельской структурно-фациальной зоне (губа Митюшиха — губа Сульменева). Для вальневского горизонта характерно различие комплексов фауны, строящих биогермы или небольшие рифы (окрестности губы Тайной) или встреченных в слоистых известняках. Комплекс фауны неслоистых известняков весьма близок к комплексу рифовых известняков Урала. Из брахиопод были обнаружены *Clorindina vijaica* Khod., *Gypidula rara* Nikif., *G. procerula* (Vagr.), *Eospirifer* ex gr. *irbitensis* Tschern. и др. (определения О. И. Никифоровой).

Средний отдел

Среднедевонские отложения широко распространены, в фациальном отношении чрезвычайно разнообразны и известны в тех же районах, что и нижнедевонские отложения.

В южной части Новой Земли они представлены главным образом карбонатными породами, среди которых выделяются фации слоистых и рифовых (рис. 26) известняков с богатым и разнообразным комплек-

сом фауны, а также — сланцево-известняковые отложения с гониатитами, кониконхиями и т. д. В северной половине Южного острова и на Северном острове средний отдел девона, особенно эйфельский ярус, сложен преимущественно терригенными породами. В этих районах можно предполагать наличие перерывов в осадконакоплении во время среднедевонской эпохи. В большинстве же районов фиксируется согласное залегание на подстилающих отложениях. Мощность отдела, представленного карбонатным типом разреза, 600—900 м, терригенным — 1000—1500 м. В составе среднего отдела девонской системы выделены отложения эйфельского и живетского ярусов.

Эйфельский ярус

Эйфельский ярус на юге Новой Земли сложен почти исключительно карбонатными породами. По направлению на северо-запад происходит увеличение количества кластического материала, так что в разрезах Северного острова наблюдается резкое преобладание терригенных пород.

В пределах Южноновоземельско-Вайгачской структурно-фациальной зоны выделяются две местные зоны: зона *Favosites regularissimus* и зона *Megastrophia uralensis*, представленные различными карбонатными фациями. Они сопоставляются с местными зонами Восточного Урала, но название верхней зоны не унифицировано (на Урале она выделяется под названием зона *Conchidiella*), поскольку предполагается, что представители рода *Conchidiella* на Новой Земле встречаются и в нижней части живетского яруса. Комплексы фауны изменяются в зависимости от состава пород. Хорошими коррелирующими формами являются *Dentatrypa kolymensis* (Nal.), *Spinatrypa taskanensis* (Nal.), *Favosites regularissimus* Y a n e t и др. Особняком стоят гониатитовые фации. Гониатиты были обнаружены в двух местах: в долине р. Саханина в пачке черных глинистых сланцев с прослоями известняков — *Anarcestes subnautilus* Schl., *A. cf. lateseptatus* Beug. и др., а также на западном побережье полуострова Кабаньего в черных известняках с пропластками глинистых сланцев того же цвета — *Paraphyllites tabuloides* (Вагг.). Данные отложения с гониатитами имеют раннейфельский возраст, но предполагается, что пачка с *Anarcestes* несколько более древняя. Мощность эйфельских отложений на юге Новой Земли 400—500 м.

Начиная с разрезов пролива Костин Шар и далее на север (в Средненовоземельской структурно-фациальной зоне) намечается постепенное изменение состава пород и уже на севере Южного острова и на юге Северного острова развиты существенно терригенные толщи, причем мощность конгломератов измеряется сотнями метров. С запада на восток происходит уменьшение размеров галек и сокращение мощности конгломератов. Фауна встречается редко.

Мощность отложений эйфельского яруса в разрезах данного типа около 700 м.

Живетский ярус

Фаунистически охарактеризованные породы живетского яруса установлены только в пределах Южноновоземельско-Вайгачской и Средненовоземельской структурно-фациальных зон. Отложения представлены различными фациями, но все же выделяются два основных типа разреза: преимущественно карбонатный (южная часть Новой Земли) и карбонатно-терригенный (Средненовоземельская структурно-

фациальная зона). Различия между ними не столь резкие, как для эйфельского яруса. Основное отличие разрезов карбонатных толщ заключается в присутствии многочисленных биогермов, а также в обилии и разнообразии ископаемых организмов. В живетских отложениях имеются представители таких характерных родов, как *Bornhardtina*, *Chascothyris*, *Stringocephalus*. В результате монографического изучения брахиопод Д. В. Наливкиным установлено несколько десятков видов, общих с находящимися в стратотипах (известняки живетского яруса Центральной Европы) или в одновозрастных отложениях других регионов СССР.

Отложения живетского яруса наиболее детально изучены на юго-западе Новой Земли, причем в каждом из разрезов возможно подразделение его на более дробные стратиграфические единицы, которые, однако, ввиду сильной фациальной изменчивости не прослеживаются по площади и являются узко локальными. Контакт с породами эйфельского яруса согласный. В большинстве разрезов на юге Новой Земли наблюдается размыв верхней части живетской толщи. Последняя в некоторых местах — в районе Костина Шара, возможно, целиком размывта.

Видимая мощность отложений живетского яруса в разрезах карбонатного типа 300—400 м, в преимущественно терригенных разрезах она условно определяется в 700 м (район губы Митюшихи — губы Мелкой).

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения распространены от пролива Карские Ворота на юге (рис. 27) до залива Русская Гавань на северо-западе и



Рис. 27. Выходы франских отложений на новоземельском берегу пролива Карские Ворота. Фото С. В. Черкесовой

залива Ледяная Гавань на северо-востоке. Представлены они преимущественно терригенно-карбонатными франскими и карбонатными фаменскими отложениями. Во всей толще верхнего девона встречаются многочисленные и разнообразные органические остатки, особенно многочисленные в отложениях франского яруса. Максимальная мощность верхнедевонской толщи около 2500 м.

Франский ярус

Отложения франского яруса характеризуются значительным разнообразием фаций. Они отличаются от подстилающих отложений: 1) наличием основных эффузивов и их туфов, не встреченных пока только в юго-восточных разрезах; 2) широким развитием фаций домиковского типа; 3) наличием грубообломочного материала, даже в разрезах на юге Новой Земли, причем интересно отметить, что состав галек конгломератов в западных разрезах более разнообразный, чем в восточных; 4) уменьшением количества биогермов и разнообразия биогермостроющих организмов по сравнению со среднедевонской толщей.

Толща отложений, слагающих франский ярус на Южном острове, расчленяется на три местные зоны (см. табл.), объем которых соответствует ранее выделенным (Наливкин, 1947) в данном регионе подъярусам. Граница между нижней и средней зонами проводится по подошве известняков с *Calvinaria biplicata* (Nal.), а между средней и верхней — по подошве известняков с многочисленными крупными теодосиями (*Theodossia tanaica* Nal. и др.). Породы франского яруса залегают на размытой поверхности живетских отложений.

Мощность франской толщи на юге 500—800 м, по направлению к северу она возрастает до 1200 м, за счет увеличения мощности терригенных и вулканогенных пород.

Подробное описание эффузивных пород дается в разделе «Магматизм».

Фаменский ярус

Фаменские отложения широко распространены на Новой Земле. На юге их выходы наблюдаются в районе Карских Ворот и Костина Шара, а на севере они известны вдоль западного побережья Северного острова до Русской Гавани. На восточном побережье к фаменскому ярусу условно отнесена пачка черных известняков, обнажающихся в заливе Седова, в которых Б. С. Романовичем были найдены гониатиты плохой сохранности — *Sporadoceras?* sp., *Pseudoclymenia?* sp. (определения А. К. Наливкиной).

Фаменский ярус представлен преимущественно известняками и доломитами, изредка наблюдаются прослойки или маломощные пачки глинистых сланцев, а также линзовидные прослои гравелитов. Органический мир морского фаменского бассейна был менее разнообразен по сравнению с франским.

Характерно почти полное исчезновение кораллов (табуляти и ругоз). Последнее, возможно, связано с изменением климата. Встречаются небольшие тела биогермов (строматопоровые или водорослевые). Наиболее детально фаменские отложения изучены на Южном острове Новой Земли, где они подразделяются на две местные зоны (см. табл.), объемы которых, вероятно, отвечают соответственно нижнему и верхнему подъярусам фамена Русской платформы и Приуралья.

Толща фаменских осадков согласно залегает на подстилающих ее отложениях. Граница с турнейским ярусом проводится в основании пачки с *Straporollus dionysii* Montf., стратиграфически ниже заведомо нижнекаменноугольных известняков с *Eudoxina media* (Leb.), прекрасно прослеживающихся по всей Новой Земле.

Наибольшая мощность фаменской толщи отмечается в районе пролива Карские Ворота — 700—800 м. Для других районов указываются мощности около 400 м, но нет уверенности, что это полная мощность

яруса, так как представлен он отдельными изолированными обнажениями.

Вайгач

На Вайгаче установлено присутствие отложений всех трех отделов девонской системы, но наиболее широко распространены и лучше фаунистически охарактеризованы верхнедевонские отложения.

Нижний отдел

Отложения раннедевонского возраста развиты преимущественно в восточной части острова. На вайгачском побережье пролива Карские Ворота в элювии были найдены известняки с «*Spirifer*» *taimyricus* Nikif., сопоставляемые с горизонтом губы Моржовой на Новой Земле. Южнее, в долине р. Талата Карская, нижний отдел, возможно, представлен пачкой карбонатных пород с остракодами, а на побережье Югорского Шара, в районе мыса Сухой Нос, развиты сильно мраморизованные рифовые известняки с *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. aff. fedorovi* Tschern. и др. Верхняя часть (стратиграфически) этого рифа, вероятно, имеет уже нижеэйфельский возраст. Упомянутые известняки прослеживаются по побережью пролива Югорский Шар на протяжении нескольких километров.

Средний отдел

Фаунистически охарактеризованные среднедевонские отложения также установлены только в восточной части Вайгача, где они расчленены на породы эйфельского и предположительно живетского ярусов.

Эйфельский ярус

На побережье пролива Карские Ворота обнажается маломощная (50 м) пачка темных известняков с *Favosites* ex gr. *goldfussi* Orb., *Indospirifer* cf. *maritimus* NaI., соответствующая, очевидно, средней части зоны *Megastrophia uralensis*. Лучший разрез эйфельской толщи наблюдается на побережье Югорского Шара, к востоку от мыса Сухой Нос. В нижней части разреза залегают рифовые известняки, аналогичные описанным выше. Они перекрываются сильно перемятыми известняками с *Mölleritia* sp. indet., принадлежащими местной зоне *Favosites regularissimus*, к которой, наверное, также относятся известняки с *Gypidula* (?) cf. *vagranica* (K hod.), *Schizoproetus* aff. *onyx* R. Richt. и др.

Стратиграфически выше залегают известняки местной зоны *Megastrophia uralensis* (см. табл.) с прослоями алевролитов, песчаников. Следует отметить, что встречаются и пестроокрашенные пачки.

Мощность эйфельских отложений точно не установлена, но она не меньше 200 м.

Живетский ярус

Фаунистически охарактеризованные отложения живетского яруса неизвестны. Последнее отчасти объясняется тем, что к контакту франского яруса и подстилающих отложений приурочено крупное тектоническое нарушение.

На побережье пролива Карские Ворота к живетскому ярусу условно отнесена 30-метровая пачка известняков и известковистых песчаников с *Dechenella*. aff. *verneuili*, залегающая стратиграфически выше известняков с *Indospirifer maritimus* Nal. (местная зона *Megastrophia uralensis*).

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения обнажаются на западном и восточном побережьях Вайгача. Выделенные среди них отложения франского яруса в фациальном отношении более разнообразны, чем фаменские, которые представлены довольно однообразной толщей известняков и доломитов.

Общая мощность верхнедевонских отложений около 900 м.

Франский ярус

Толща франского яруса на Вайгаче отличается от одновозрастных отложений юга Новой Земли отсутствием в основании яруса конгломератов и эффузивов. Она была подразделена Д. В. Наливкиным по фауне брахиопод на три горизонта, которые в настоящее время рассматриваются как местные зоны (см. табл. 4).

Зона *Microspirifer novosibiricus* наиболее полно развита на полуострове Гребень, где разрез начинается пестроцветными глинистыми сланцами, сменяющимися вверх косослоистыми песчанистыми известняками с *Microspirifer novosibiricus* (Toll). Непосредственный контакт с подстилающими отложениями не наблюдается. Мощность отложений этой зоны 30—50 м.

Разрезы зоны *Cyrtospirifer disjunctus* и *Cyrtospirifer tenticulum* отмечены в различных частях Вайгача, причем обычно четко подразделяются на две части. На юго-западе (полуостров Гребень) эта зона представлена слоистыми и рифовыми известняками; на северо-востоке (пролив Карские Ворота) в нижней части разреза наблюдаются известняки, а в верхней — темноокрашенные известняки с прослоями темных глинистых сланцев. В разрезе пролива Югорский Шар количество глинистых сланцев увеличивается. Общая мощность отложений 70—170 м.

Зона *Theodossia tanaica* и *Th. livnensis* наиболее полно представлена на побережье пролива Карские Ворота, где она сложена в основном известняками с прослоями глинистых сланцев. В верхней части толщи наблюдается пачка пестроокрашенных пород, а на поверхности напластования полигональные трещины усыхания и знаки ряби. Руководящими формами являются представители группы *Theodossia ansofsi* (Tschern.).

Общая мощность 250 м.

Фаменский ярус

Фаменские отложения на Вайгаче представлены известняками и доломитами. Фауна относительно редка и однообразна; наиболее часто встречаются брахиоподы и строматопоры, сходные с найденными на Новой Земле.

Фаменский ярус в рассматриваемом районе подразделяется также, как и на Новой Земле, на две местные зоны (см. табл.). Контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями согласные. Гра-

ница с отложениями франского яруса проводится по исчезновению *Theodossia* и появлению *Cyrtospirifer archiaci* (Mug. ch.), а с турнейскими отложениями — по появлению ругоз *Straporollus dionyssii* Monf. и др., стратиграфически ниже известняков с *Eudoxina media* (Leb.). Мощность фаменской толщи около 400 м.

Каменноугольная система

Каменноугольные отложения на Новой Земле и Вайгаче имеют широкое распространение и представлены всеми тремя отделами.

По фациальному составу эти отложения неоднородны, что позволяет выделить два типа разреза: западный (Вайгач и побережье Баренцева моря Новой Земли) и восточный (побережье Карского моря Новой Земли).

В западном типе разреза (Западноновоземельская структурно-фациальная зона) каменноугольные отложения представлены в основном карбонатными породами, в восточном (Восточноновоземельская структурно-фациальная зона) — преимущественно терригенными. Подобное разделение прослеживается на островах Новой Земли и отсутствует на Вайгаче, принадлежащем Западноновоземельской структурно-фациальной зоне.

Наиболее хорошо изученными за последнее время являются разрезы, расположенные на Вайгаче и по побережью Баренцева моря Новой Земли, которые исследовались в 1953—1963 гг. Э. В. Аписитом, Г. Д. Беляковым, В. И. Бондаревым, Ю. С. Бушканец, Н. Д. Головановым, В. С. Енокином, Г. Г. Николаевой, Ю. Г. Rogozовым, Б. С. Романовичем, С. В. Черкесовой и другими исследователями.

Большое количество разнообразной фауны позволяет расчленить каменноугольную толщу на отделы и ярусы, причем ярусное подразделение, как правило, проводится для нижнего карбона. Средний и верхний отделы из-за малочисленности органических остатков в ряде случаев остаются нерасчлененными.

Несмотря на обилие органических остатков, к настоящему времени монографически были изучены следующие группы фауны: кораллы — И. И. Горским, R. G. Garruthers; брахиоподы (частично) — Т. А. Дедок, В. К. Лихаревым и О. Л. Эйнором, Б. В. Милорадовичем, М. Э. Янишевским, С. В. Семихатовой; гониатиты — Л. С. Либровичем. Фораминиферы определялись А. А. Войцеховской, М. Ф. Соловьевой и Г. П. Сосипатровой.

Нижний отдел

Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса на Вайгаче развиты на мысах Красном, Костяном, р. Ямал-Яге; на Новой Земле они встречены в районе пролива Карские Ворота, Костин Шар, Маточкин Шар, губы Крестовой, залива Русская Гавань, р. Черной (северо-восточная оконечность Новой Земли) и заливов Циволько и Течений (восточное побережье Новой Земли). В западном типе разреза турнейский ярус повсеместно представлен однородной толщей известняков различного цвета с включениями черного кремня. Наиболее хорошо отложения турне изучены в районе пролива Карские Ворота (мыс Лазарева на Новой Земле и мыс Костяной на Вайгаче), где представляется возможным выделить два горизонта — нижний и верхний (табл. 5, см. вкладку).

На мысе Костяном между отложениями девона и турнейского яруса наблюдается постепенный переход. Граница проводится в толще переслаивания известняков с доломитами по подошве слоев с массовыми появлением гастропод *Straporollus dionysii* Monfort.

Фауна равномерно распределена по разрезу и представлена следующими характерными формами: фораминиферы — *Septabrunsiina krainica* (Lip.), *Tournayella discoidea* Dain, *Chernyshinella glomiformis* (Lip.), *Ch. vica* Durkina, *Endothyra paucicamerata* Lip., *End. tenuiseptata* Lip., *Spiroplectamina* aff. *spinosa* Lip.; кораллы — *Neomicropasma dobroljubovae* Rog., *Caninophyllum patula* (Mich.), *Uralinia multiplex* (Ludw.), *Cyathoclisia coniseptum* (Keys), брахиоподы — *Schizophoria upensis* Sag., *Chonetes* cf. *znamenskensis* (Keys), *Plicatifera hyperborea* (Nal.), *Eudoxina media* (Leb.), *Adoltia upensis* Sok. Мощность отложений достигает 350 м.

На западном побережье Вайгача (полуостров Карпова) обнажаются темно-серые известняки, мощностью 40 м, с фауной кораллов и брахиопод турнейского возраста.

На Новой Земле (мыс Хаймина, пролив Карские Ворота) турнейские отложения представлены в нижней части разреза тонкослоистыми темно-серыми известняками с многочисленной фауной гастропод. Эти породы вверх по разрезу сменяются толстослоистыми известняками с кораллами *Uralinia multiplex* (Ludw.), *Cyathoclisia coniseptum* (Keys) и брахиоподами *Plicatifera hyperborea* (Nal.), *Brachythyris suborbicularis* Hall, *Eudoxina media* (Leb.). Граница с девоном точно не установлена, но, как и на Вайгаче, условно проводится по подошве известняков с многочисленными гастроподами *Straporollus* aff. *dionysii* Monfort. Мощность отложений достигает 130 м.

На западном побережье Южного острова Новой Земли турнейские отложения были прослежены также в районе пролива Костин Шар. Здесь в губах Пропащей и Башмачной, по данным Г. А. Ермолаева и Б. А. Алферова, они представлены толщей серых и темно-серых известняков, плотных или слоистых, иногда доломитизированных, согласно залегающих на фаунистически охарактеризованных отложениях фаменского яруса. Обильная ископаемая фауна представлена кораллами *Uralinia megacystosa* Gor., *Endophyllum naliivikini* Gor., *E. alferovi* Gor. и брахиоподами *Schellwienella* (?) *krenistria* Phill., *Chonetes hardrensis* (Phill.), *Spirifer rhomboidalis* M'Coу, *Sp.* aff. *taidonensis* Tolm., *Eudoxina media* (Leb.), *Athyris* cf. *hirsuta* (Hall), *Ath. puschiana* (Vern.).

В этом же районе, на западном берегу губы Макаровой и на о. Алебастровом, к турнейскому ярусу, вероятно, относится 30-метровая пачка гипса. Точное стратиграфическое положение пачки остается пока под вопросом, так как одни исследователи склонны считать ее верхнетурнейской, другие — нижневизейской.

По данным Б. С. Романовича, в 250 м от гипсовой залежи обнажаются темно-серые известняки с брахиоподами *Rhynchotetra* cf. *missourensis* Weller, *Tetracamera missourensis* Weller, *Athyris* cf. *ambigua* Iow., *A. hirsuta* (Hall), которые указывают на верхнетурнейский возраст отложений.

Севернее, в заливе Рогачева, Ю. С. Бушканец и Г. Д. Беляковым в 1954 г. был составлен сводный разрез каменноугольных отложений. По их данным низы разреза представлены 15-метровой пачкой известковых конгломератов, которые вверх по разрезу переходят в 185-метровую толщу темно-серых массивных и слоистых известняков с линзами кремней (рис. 28). Фауна не найдена. Указанные исследователи относят данные отложения к турнейскому ярусу, сопоставляя их с ана-

логичными отложениями более южных районов, где были найдены кораллы и брахиоподы турне.

Рассматривая турнейские отложения района пролива Костин Шар, нужно отметить, что, за исключением отдельных разрезов, в большинстве случаев они начинаются с толщи конгломератов, залегающих непосредственно на фаунистически охарактеризованных породах фаменского возраста. Это свидетельствует о размыве в начале турнейского века, имевшим место по западному побережью Новой Земли.

На Южном острове Новой Земли развиты турнейские отложения также в районе мыса Долгий. Здесь в ядрах небольших синклиналей обнажаются серые плотные известняки с брахиоподами *Dictyoelostus*



Рис. 28. Турнейские известняки на западном берегу залива Рогачева. Фото Б. С. Романовича

ex gr. *semireticulatus* (Mart.), *Eudoxina media* (Leb.), отнесенные к турнейскому ярусу. Контакт с нижележащими породами фамена согласный. Неполная мощность отложений около 250 м.

На северном острове Новой Земли турнейские отложения прослеживаются в виде узких полос от губы Митюшихи до губы Крестовой, участвуя в строении антиклинальных складок в районе залива Мелкого. Турнейский ярус представлен там известняками и доломитизированными известняками с прослоями и включениями кремня, согласно залегающими на фаменских породах. Нижняя часть разреза охарактеризована фауной *Tournayella discoidea* Dain, *Endothyra inflata* Lip., *Eudoxina media* (Leb.), в верхней части встречены *Caninia* ex gr. *cylindrica* Scoul., *C.* ex gr. *hyperborea* Gor., *Uralinia* sp., *Spirifer tornacensis* Kon., *Palaeochoristites* cf. *cinctus* (Keys.). Мощность отложений 200—240 м.

В районе Горбовых островов турнейская толща в самых низах разреза сложена доломитизированными известняками, переслаиваемыми с черными углисто-глинистыми пиритизированными сланцами. Общая мощность пород 120 м. Выше залегают известняки и доломитизированные известняки мощностью 150 м, содержащие *Camprophyllum* sp. и *Spirifer* cf. *tornacensis* Kon. Отнесение нижней части разреза к турнейскому ярусу условно. В более восточных районах, в Русской Гавани и на полуострове Литке, турнейские породы, вероятно, отсутствуют.

В Восточноновоземельской структурно-фациальной зоне турнейские отложения прослеживаются от мыса Спорый Наволок до мыса Миддендорфа (северная оконечность Новой Земли) в виде толщи известняков от серого до черного цвета. Среди известняков находятся прослои песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. В отдельных местах разреза встречаются линзы красноцветной известняковой брекчии мощностью до 10 м. Наличие в данных отложениях фауны *Spirifer taidonensis* Toim. позволяет отнести их к турнейскому ярусу. Граница с фаменским ярусом не выявлена. Мощность турнейских отложений на севере Новой Земли достигает 150 м.

На восточном побережье Новой Земли (от залива Циволько до залива Течений) к турнейскому ярусу условно отнесена немая толща переслаивающихся кварцитовидных песчаников и глинистых сланцев, которые залегают под известняками с фауной визейского возраста. Мощность толщи около 300 м.

Визейский ярус

Визейские отложения в отличие от турнейских менее широко распространены. Главным образом, это относится к западным районам Южного острова Новой Земли, где турнейская толща перекрывается пермскими породами (реки Колодкина, Восточная) или среднекаменноугольными отложениями (бассейн р. Восточной). В некоторых районах (губа Башмачная, мыс Черный) верхняя граница рассматриваемого яруса неизвестна. Наиболее хорошо изученными являются разрезы в районе пролива Карские Ворота, на мысе Костяном (Вайгач) и на мысе Лазарева (Новая Земля).

На мысе Костяном породы визейского яруса в основном представлены известняками. Граница с турне проводится по подошве 40-метровой пачки кремнистых известняков («роговиков»), залегающих на слоях с микрофауной *Endothyra inflata* Lip., *E. fragilis* Lip., *E. nana* Lip., *E. fausta* Malakh., *E. obesa* Malakh., *Quasiendothyra urbana* Malakh. Данный комплекс органических остатков на Урале и Пай-Хое встречается в луньевском горизонте, относимом некоторыми исследователями к низам визейского яруса, но присутствие здесь же кораллов *Cyathoclisia coniseptum* (Keys.), *C. tabernaculum* Ding., *Uralinia multiplex* (Ludwig), а также брахиопод *Chonetes* cf. *znamenskensis* Sok., *Plicatifera hyperborea* (Nal.), *Palaeochoristites cinctus* (Keys.) говорит о принадлежности этих отложений к верхнему турне.

Кремнистые известняки на Вайгаче вверх по разрезу сменяются известняками с включениями кремней светлых цветов. По всей толще визейских пород встречен богатый комплекс фораминифер — *Endothyra wjasmensis* Ganel., *E. aff. bradyi* Mikh., *E. tantilla* Schlyk., *E. prisca* R. et R., *E. posneri* Ganel., *E. ex gr. omphalota* Raus. et Reittl., *Globoendothyra* aff. *celsa* (Gan.), *Mediocris mediocris* (Viss.), *Archaediscus krestovnikovi* (Raus.); кораллов — *Gangamophyllum boreale* Gor., *Lithostrotion complexocolumellata* Abasch., *L. rossicum* Stuck.; брахиопод — *Chonetes zimmermani* Paesck., *Echinoconchus elegans* (M'Cooy), *Cancrinella undata* (Defr.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Gigantoproductus striato-sulcatus* (Schw.), *Gig. superbus* (Sow.), *Marginifera longispina* (Sow.), *Davidsonina septosa* (Phill.), *Punctospirifer bonus* Dedok.

Мощность визейских отложений на Вайгаче достигает 450 м. Визейские отложения с таким же комплексом фауны встречены на Вайгаче в районе р. Ямал-Яга и на полуострове Карпова.

На Новой Земле наиболее полный разрез встречен на мысе Лазарева (Южный остров), где он начинается с 4-метровой пачки глинистых известняков с кремнями, в которой встречены брахиоподы *Lingula* sp., *Raeckelmannia* sp. и *Camaratoechia* sp. Граница между турне и визе достоверно не установлена, так как вышеописанные породы залегают на известняках с комплексом фораминифер и брахиопод, характерных для черепетского горизонта Русской платформы. Вполне вероятно, что на мысе Лазарева, как и в большинстве разрезов западной части Южного острова Новой Земли, в конце турнейского — начале визейского времени имел место разрыв, обусловленный регрессией моря. Вверх по разрезу преобладающими породами являются известняки и доломитизированные известняки с большим количеством разнообразных органических остатков. По литологическому составу и комплексу окаменелостей разрез визе на мысе Лазарева сходен с разрезом на мысе Костяном, отличаясь от него тем, что в низах рассматриваемой толщи вместо кремнистых известняков залегают глинистые известняки с кремнями. Мощность визейских отложений на мысе Лазарева достигает 670 м.

Севернее, в районе губы Пропащей, визейские отложения обнаружены в бассейнах рек Восточной, Гусиной и Гольцовой. Породы представлены там преимущественно известняками, доломитизированными известняками, частично доломитами и глинистыми сланцами, в которых найдены: *Echinoconchus* ex gr. *elegans* (M'Coу), *Linoproductus* aff. *tenuistriatus* (Vern.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Gigantoproductus* sp., *Orthoceras* sp. Указанные отложения, имеющие мощность до 550 м, согласно залегают на породах турнейского яруса.

Визейские образования на Южном острове Новой Земли развиты также в районе залива Рогачева (реки Тайная и Нехватова). Нижнюю часть разреза там слагает 15-метровая пачка конгломератов и обломочных известняков с микрофауной *Endothyranopsis* ex gr. *crassa* (Vrady), *Archaeodiscus* ex gr. *moelleri* Raуs., *A.* cf. *krestovnikovi* var. *koktjubensis* Raуs., *Eostaffella* ex gr. *ikensis* Viss. Вверх по разрезу они сменяются черными известково-глинистыми сланцами с линзами кремней и известняков. В известняках встречены брахиоподы *Buxtonia* cf. *mosquensis* Ivаn., *B. scabriculoides* (Paеск.), *Gigantoproductus* ex gr. *moderatus* (Schw.), *Marginifera* cf. *longispina* (Sow.), *Spirifer* cf. *attenuatus* Sow. Мощность известково-глинистых сланцев 100 м.

На западном побережье Северного острова Новой Земли, в губе Митюшихе, отложения визейского яруса согласно залегают на турнейских породах и представлены в нижней части разреза 155-метровой толщиной светло-желтых и темно-серых кремнистых пород, переслаивающихся с известняками и доломитизированными известняками, в которых собраны *Caninia* ex gr. *spumosa* Gог. Вверх по разрезу указанные отложения сменяются 280-метровой толщиной серых и темно-серых известняков, иногда рассланцованных, содержащих *Palaeosmilia* ex gr. *murchisoni* E. et H., *Dibunophyllum* aff. *tenuiculum* Gог., *Lithostrotion junceum* (Flem.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Striatifera* cf. *magna* (Leb.), *Gigantoproductus* ex gr. *striato-sulcatus* (Schw.), *G. irregularis* (Iаn.), *Davidsonina septosa* (Phill.). Комплекс фауны является характерным для отложений визейского возраста. Присутствие *Striatifera* cf. *magna* (Leb.) говорит о возможном наличии пород намюрского яруса. Общая мощность визейских отложений в данном районе около 440 м.

Севернее, в губе Крестовой, основание разреза визейских отложений, согласно залегающих на известняках турне, сложено известняка-

ми и доломитизированными известняками с прослоями серых кремней мощностью до 1 м. Фауна бедная и представлена кораллами *Syringopora* aff. *gracilis* Keys., *Caninia* ex gr. *spumosa* Gor. Мощность отложений 100 м.

Выше залегают серые и темно-серые известняки, иногда с прослоями доломитизированных известняков и доломитов. В этой части разреза найдены *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Endothyranopsis crassa* (Brady), *Eostaffella ikensis* Viss; *Argentiprædator* aff. *margaritaceus* (Phill.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Semiplanus* cf. *semiplanus* (Schw.), *Gigantoprædator* ex gr. *striato-sulcatus* (Schw.), *C. janischewskyi* (Car.), *C. cf. latipriscus* Sar., *Spirifer* ex gr. *groberi* Schw. Мощность верхней толщи 315 м.

В районе Горбовых островов визейские отложения до настоящего времени описывались, как правило, совместно с намюрскими. Б. В. Милорадович выделил там берховский горизонт, содержащий комплекс визейско-намюрской фауны, но имеющиеся материалы не дают возможности отделить этот горизонт от других отложений во всех описанных выше разрезах.

Сводный разрез визейской толщи в восточной части Западноновоземельской структурно-фациальной зоны (полуостров Горякова, бухта Сибирякова, мыс Макарова), по данным А. А. Петренко, представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Глинисто-углистые сланцы с прослоями известковистых песчаников . . .	100 м
2. Серые и темно-серые известняки с кремнями	180 „
3. Известняки и доломитизированные светло-серые известняки с <i>Palaeosmilia</i> ex gr. <i>murchisoni</i> E. et H., <i>Striatifera striata</i> (Fisch.)	140 „
4. Серые и темно-серые известняки, слоистые и трещиноватые. Фауна <i>Caninia petrenkoi</i> Gor., <i>Gangamophyllum latetabulatum</i> Gor., <i>Striatifera striata</i> (Fisch.), <i>Gigantoprædator latissimus</i> (Sow.), <i>Spirifer duplicicostus</i> Phill.	320 „

Среди фауны в горизонте 3 преобладают формы, указывающие возраст вмещающих пород как поздний визе — ранний намюр. Имеющиеся материалы не позволяют сделать более дробное стратиграфическое расчленение.

Общая мощность визейских отложений в описанном разрезе 740 м.

В западной части Западноновоземельской структурно-фациальной зоны (с. Берха, губа Архангельская) сводный разрез визе следующий (снизу вверх):

1. Черные углисто-глинистые пиритизированные сланцы с прослоями пиритизированных известковистых песчаников с мелкой фауной	100 „
2. Кавернозные и брекчиевидные серые и темно-серые известняки с <i>Striatifera plicatostriata</i> Milor., <i>Spirifer</i> cf. <i>duplicicostus</i> Phil., <i>Goniatites</i> aff. <i>waddingtoni</i> Bisat., <i>Paragoniatites caneyanus</i> Girti	380 „
3. Серые и темно-серые известняки, переслаивающиеся с серыми доломитизированными и пятнистыми брекчиевидными известняками. Фауна <i>Caninia petrenkoi</i> Gor., <i>Gangamophyllum boreale</i> Gor., <i>Argentiprædator</i> aff. <i>margaritaceus</i> (Phill.), <i>Striatifera striata</i> (Fisch.), <i>Gigantoprædator superbus</i> (Sar.), <i>Gig.</i> aff. <i>edelburgensis</i> (Phill.), <i>Spirifer</i> cf. <i>attenuatus</i> Sow., <i>Cravenoceras arcticum</i> Libr.	1500 „

В Восточноновоземельской структурно-фациальной зоне визейские отложения развиты в районе мыса Спорый Наволок. Они представлены известняками от светло-серого до черного цвета. В известняках встречаются перемежающиеся редкие прослои серых песчаников, алевролитов и черных глинистых сланцев. Вверх по разрезу количество терригенных пород увеличивается. Комплекс найденной фауны свидетельствует о визейском возрасте отложений. В них собраны: *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *E. bradyi* Mikh., *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Eostaffella mosquensis* Viss., *Caninia* cf. *cylindrica* Scoul., *Davisiella comoides* Sow., *Gigantoprædator* aff. *elongatus* (Sar.),

G. moderatus (Schw.), *G. striato-sulcatus* (Schw.). Мощность отложений 50 м.

Южнее, вдоль восточного побережья северного острова Новой Земли, визейские отложения развиты от залива Циволько на юге до залива Русанова на севере. Как и на северной оконечности Новой Земли (мыс Спорый Наволок), низы разреза сложены темно-серыми известняками, местами мраморизованными, окварцованными или брекчированными. Вверх по разрезу они постепенно переходят в темно-серые известковистые олигомиктовые песчаники, пересланяющиеся с черными филлитами. В нижней части разреза фауна малочисленная, бедная (*Carcinophyllum* cf. *septentrionale* Gor.), но вверх по разрезу ее количество и разнообразие увеличиваются; там были найдены *Bradyina* sp., *Pseudoendothyra* ex gr. *composita* (Dutk.), *Palaeosmilia* aff. *concaua* Gor., *Clisiophyllum* sp., *Chonetes* ex gr. *papilionacea* Phill., которые позволяют вмещающие породы датировать визейско-намюрским возрастом. Провести более дробное расчленение по имеющимся данным не представляется возможным. Суммарная мощность отложений там 250 м.

Намюрский ярус

Выше уже отмечалось, что в ряде разрезов Новой Земли расчленить визейские и намюрские отложения очень трудно и они описываются совместно. Фаунистически охарактеризованные отложения намюрского яруса выделяются на побережье пролива Карские Ворота, в губе Пропащей и губе Митюшихе.

На Вайгаче (мыс Костяной) намюрские отложения представлены преимущественно серыми известняками и доломитизированными известняками с небольшими конкрециями кремня. Переход от верхневизейских отложений к намюрским постепенный. Условно граница проводится по подошве слоев с брахиоподами *Striatifera magna* (Iap.) и *St. plicatostriata* Mill.

На намюрский возраст описываемых отложений указывают *Eostaffella lyschnjanskiensis* Brazhn., *E. postmosquensis* Kir., *Archaeodiscus krestovnikovi* Raus., *Asteroarchaeodiscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Howchinia* ex gr. *gibba* (Moell.), *Caninella* sp., *Gangamophyllum boreale* Gor., *Striatifera* cf. *plicatostriata* Mill., *St. magna* (Iap.), *Gigantoproductus* cf. *superbus* Sar., *Gig. latissimus* (Sow.). Мощность отложений 40 м.

На Южном острове Новой Земли к намюру относится толща серых и темно-серых известняков, местами с пропластками и включениями кремня темно-коричневого цвета. Многочисленные виды фораминифер — *Planoendothyra spirilliniformis* (Brazhn. et Pot.), *Eostaffellina protovae* (Raus.), *Asteroarchaeodiscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaeodiscus gregorii* (Dain), *Howchinia subplana* (Brazhn. et Pot.), *Monotaxinoides transitorius* Brazhn. et Pot. и брахиопод — *Striatifera magna* (Iap.), *Marginifera* cf. *longispina* (Sow.), *Dictyolostus* cf. *pinguis* M.-W., *Krotovia* cf. *rarituberculata* (Iap.), *Waagenoconcha* sp., *Spirifer* ex gr. *attenuatus* Sow. дают возможность отнести вмещающие породы к протвинскому времени намюрского века. Комплекс фораминифер имеет наибольшее сходство с одновозрастным комплексом Донецкого бассейна. Контакт с верхневизейскими отложениями согласный, переход постепенный. Нижняя граница намюра проводится по подошве слоев с массой брахиопод *Striatifera magna* (Iap.). Мощность отложений 150 м.

В районе пролива Костин Шар во всех разрезах намюрские отложения, представленные толщей переслаивающихся песчаников и сланцев, непосредственно залегают на известняках верхнего визе, а в верхнем течении р. Восточной Г. А. Ермолаевым в 1954 г. в серых рассланцованных тонкослоистых известняках были встречены *Goniophoria angulata* (Lin.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Martinia* cf. *minima* Iap., *Phricadothyris lineata* (Mart.), *Dielasma avellana* (Kon.), *Cravenoceras* sp., *Orthoceras* sp. Данный комплекс определяет возраст вмещающих пород как верхнее визе — намюр. На основании этого отложения, залегающие согласно на фаунистически охарактеризованных отложениях верхнего визе, Ю. Г. Роговым отнесены к нижнему намюру. Мощность их достигает 100 м.

На Северном острове Новой Земли намюрские отложения, развитые в районе губы Митюшихи, трудноотделимы от отложений верхнего визе. По данным работ предыдущих лет к намюру могут быть отнесены темно-серые известняки, переслаивающиеся с серыми известняками, в которых найдены *Palaeosmia murchisoni* E. et H., *Carcinophyllum* sp., *Dibunophyllum* aff. *tenuicolum* Gor., *Striatifera* cf. *magna* (Iap.), *Davidsonia septosa* (Phill.). Мощность отложений 25 м.

В губе Крестовой к намюрскому ярусу может быть отнесена часть нижнекаменноугольной толщи, охарактеризованная фауной *Gigantoproductus* cf. *superior* (Iap.), *Davidsonia* cf. *carbonaria* (M'Coу), *Palaeosmia murchisoni* E. et H., *Gangamophyllum* sp. Мощность известняков с указанными формами 60 м.

Стратиграфически выше залегают известняки темно-серого цвета, переслаивающиеся с известняками серого цвета и тонкополосчатыми известняками. Мощность пород 60 м. По аналогии с районом Карских Ворот (мыс Лазарева) они считаются намюрскими.

В восточной части района Горбовых островов (полуостров Горькова, бухта Сибирякова, мыс Макарова) намюр представлен серыми и темно-серыми слоистыми известняками с кораллами *Caninia conjuncta* Gor., *Bothrophyllum magnificum* Gor., *Palaeosmia murchisoni* E. et H. Известняки залегают согласно на верхневизейских отложениях и имеют мощность 50 м.

В западной части Горбовых островов (о. Берха, губа Архангельская) расчленить отложения верхнего визе и намюра не представляется возможным. Однако А. А. Петренко к намюрскому ярусу отнес здесь темно-серые известняки с конкрециями и стяжениями кремней, залегающие стратиграфически выше нерасчлененной толщи. В них встречены *Campophyllum* cf. *latetabulatum* Gor., *Thysanophyllum pseudovermiculare* M'Coу, *Fischerina stuckenbergi* Dobr., *Cravenoceras* sp. Мощность известняков 200 м.

В Восточноновоземельской структурно-фациальной зоне (район мыса Спорый Наволок) встречена пачка известняков серого и темно-серого цвета, переслаивающихся с песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Найденные в известняках брахиоподы *Chonetes* ex gr. *papilionacea* Phill., *Productus* cf. *concinus* Sow., *Striatifera* ex gr. *striata* (Fisch.), *Spirifer* cf. *triangularis* Mart., *Athyris ambigua* (Sow.), *A.* cf. *royssi* Eveil. указывают на поздневизейский — ранненамюрский возраст вмещающих пород. Мощность отложений не превышает 50 м.

В разрезах восточного побережья от залива Циволько на юге до залива Русанова на севере намюрские отложения, как и на северной оконечности Новой Земли, выделяются с большой долей условности. К ним может быть отнесена пачка мощностью в 300 м, сложенная известняками и известковистыми песчаниками, которые переслаиваются

с филлитами. Найденная здесь фауна *Bradyina* sp., *Pseudoendothyra* ex gr. *composita* (Dutk.), *Palaeosmia* aff. *conca* Gog., *Clisiophyllum* sp., *Chonetes* ex gr. *papilionacea* Phill. имеет широкий возрастной диапазон и может встречаться как в верхневизейских, так и в нижнеамурских отложениях.

Средний отдел

На рассматриваемой территории среднекаменноугольные отложения развиты не повсеместно и часто не имеют четкой границы с отложениями нижнего и верхнего отделов. Как и в более южных районах (Пай-Хой, Полярный Урал), между нижним и средним карбоном в некоторых разрезах намечается перерыв. За исключением Восточноновоземельской структурно-фациальной зоны, среднекаменноугольная толща почти повсеместно представлена известняками, в которых подчиненное положение занимают терригенные и кремнистые образования. Мощность отложений, как правило, небольшая (до 100 м), но в некоторых случаях резко возрастает, достигая 300—500 м.

На Вайгаче наиболее хорошо изучен разрез среднего карбона на мысе Костяном. Синхронные отложения известны также в среднем течении р. Ямал-Яга, на мысах Болванский Нос и Гомса-Сале. На мысе Костяном фаунистически охарактеризованные известняки намюрского яруса перекрываются пачкой серых известняков серого цвета с пропластками (до 30 см) черных кремней. В известняках найдены *Eostaffella pseudostruvei* (Raus.), var. *angusta* Kir., *E. cf. postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), var. *grandis* Schlyk., *Ps. paracompressa* Saf., *Ozawainella angulata* (Col.), *Oz. paratingi* Manuk., *Oz. rhomboidalis* Putrja, *Neoarchaediscus rugosus* (Raus.), *Asteroarchaediscus subbaschkiricus* (Reitl.), *Choristiites* sp., *Krotovia pustulata* (Keys.), *Linoptoductus* ex gr. *tenuistriatus* (Vern.), *Spirifer cf. fasciger* Keys., *Sp. ex gr. cameratus* Mort., *Phricodothyris rostrata* (Kut.), *Buxtonia porrecta* Kut.

Вышеприведенный комплекс фауны является характерным для отложений башкирского яруса Урала, Южного Тимана и Русской платформы. Отложения московского яруса в разрезе мыса Костяного отсутствуют. Непосредственно на башкирских отложениях согласно залегают породы мергелистого горизонта сакмарского яруса перми. Мощность отложений башкирского яруса 40 м.

Более высокие горизонты среднего карбона (верхняя часть московского яруса) развиты по восточному побережью о. Вайгач на мысе Гомса-Сале. Здесь в известняках встречены фораминиферы, характерные для отложений московского яруса: *Profusulinella parafittsi* Raus. et Saf., *P. cf. arta* Leont., *P. constans* Saf., *Fusulinella cf. subpulchra* Putrja, *F. cf. bocki* Moell., *Ozawainella angulata* (Col.), *Oz. cf. donbassensis* Sosn., *Tetrataxis numerabilis* Reitl., *T. corona* Cush. et Wat., *Globivalvulina mosquensis* Reitl. Мощность отложений 120 м.

Среднекаменноугольные породы в районе пролива Карские Ворота на Новой Земле представлены только отложениями раннебашкирского времени — серыми и розовыми водорослевыми известняками с обильной фауной фораминифер, кораллов, брахиопод и гоаниатитов. Ранее все эти отложения относились к намюру. Комплекс микрофауны — *Bradyina cf. cribratomata* Raus. et Reitl., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *A. subbaschkiricus* (Reitl.), *Neoarchaediscus incertus* (Groz. et Leb.), *N. rugosus* (Raus.), *N. gregorii* (Dain.), определенный из этих отложений, на Русской платформе,

Урале и в Донбассе встречен в краснополянском — северокельтменском горизонтах. Вопрос о границе между нижним и средним карбоном в рассматриваемом регионе таким образом остается открытым, тем более, что совместно с комплексом микрофауны, характерным для раннебашкирского времени, были встречены нижнеямурские гониатиты *Cravenoceras arcticum* Libr., и *Cravenoceras* cf. *cowlingense* Bisat.

Комплекс брахиопод — *Krotovia karpinskiana* (Jan.), *K. rarituberculata* (Jan.), *Rotaja subtrigona* (Meck et. Worthen), *Echinoconchus cleanus* (M'Coу), *Buxtonia scabriculoides* (Paesck.), *Brachythyris pseudogracilis* Ded., *Spirifer integrigosta* (Phill.), *Sp. ex gr. striatus* (Mart.), *Sp. bondarevi* Ded. и др. — также не позволяют уточнить границу нижнего и среднего карбона.

Нами к нижнебашкирским отложениям отнесены породы, в которых содержится характерный комплекс микрофауны краснополянского северокельтменского горизонтов. Мощность отложений 37 м. Более высокие горизонты среднего карбона отсутствуют в разрезе новоземельского побережья пролива Карские Ворота.

В губе Пропащей среднекаменноугольные отложения с размывом залегают на намюре и перекрываются нижнепермской толщей. В основании разреза они представлены черными плотно сцементированными конгломератами, на которых залегают толстослойные, кремнистые известняки. В гальке конгломератов встречены фораминиферы визейского возраста; в цементе конгломератов и в известняках обнаружены фораминиферы *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* (Dutk.), *Ps. cf. pumilla* Grozd. et Leb. и водоросли *Ungdarella*. Мощность отложений 100 м.

В заливе Рогачева, аналогично району губы Пропащей, разрез среднекаменноугольной толщи, залегающей с перерывом на верхне-визейских известняках, начинается черными полимиктовыми конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу серыми и темно-серыми известняками. В цементе конгломератов и в известняках обнаружены фораминиферы *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* (Dutk.), *Neoarchaediscus* aff. *timanicus* (Reitl.), *Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Profusulinella* sp., указывающие на башкирский возраст вмещающих пород. Перекрываются данные отложения сланцами и алевролитами сакмарского яруса. Мощность среднекаменноугольной толщи здесь 100 м.

На западном побережье северного острова Новой Земли (губа Митюшиха) к отложениям башкирского яруса условно относится 100-метровая пачка немых известняков светло-серого, серого и темно-серого цветов. Она залегают на фаунистически охарактеризованном намюре и перекрывается отложениями московского яруса. Последний сложен серыми и темно-серыми известняками, содержащими прослойки и включения кремней. Количество последних увеличивается вверх по разрезу.

Московский ярус выделяется по фауне *Ozawainella* ex gr. *rhomboidalis* Putrja, *Oz. ex gr. angulata* (Col.), *Fusulinella* sp., *Wedekindellina* cf. *dukevichi* Raus. et Bel., *W. cf. uralica* Dutk., *Choristites* ex gr. *trautscholdi* (Stuck.), *Ch. mosquensis* Fisch. Мощность отложений 450 м.

Севернее, в губе Крестовой, башкирский ярус, так же как и в губе Митюшихе, выделяется условно. К нему относятся немые известняки с линзами и прослоями кремней, залегающие между фаунистически охарактеризованными отложениями намюрского и московского ярусов. Мощность башкирского яруса определяется в 90 м. Московский ярус сложен серыми и темно-серыми известняками с про-

слоями и линзами кремней в верхней части разреза. Он выделяется по фауне *Pseudostaffella* cf. *subquadrata* Grozd. et Leb., *Profusulinella* ex gr. *librovitchi* (Dutk.), *Ozawainella* ex gr. *mosquensis* Ra u s., *Wedekindellina* sp., *Choristites* ex gr. *trautscholdi* (Stuk.), *Ch.* ex gr. *uralensis* Leb. Мощность московской толщи 230 м.

В районе Горбовых островов широко распространены нерасчлененные средне-верхнекаменноугольные и пермские отложения, слагающие три свиты: баренцевскую, седовскую и кармакульскую; часть отложений двух первых свит, по-видимому, средне- и позднекаменноугольного возраста.

Баренцевская свита согласно залегает на известняках намюра, отличаясь от них наличием большого количества известковистых песчаников, песчаников и глинистых сланцев.

Седовская свита характеризуется значительно большим количеством терригенного материала, чем баренцевская, и, вероятно, является переходной от нее к кармакульской свите, относимой уже к перми. Не исключена также возможность, что седовская свита в какой-то своей части фациально замещает баренцевскую свиту.

Состав фаунистического комплекса, встреченного в этих свитах, почти однороден. Определенные отсюда фораминиферы, кораллы и брахиоподы указывают на широкий возрастной диапазон образования отложений от башкирского до сакмарского времени.

Общая мощность свит неравномерна и колеблется от 25 м в восточной части района до 1200 м в западной части.

В губе Архангельской отложения среднего отдела карбона участвуют в строении ядра антиклинали совместно с пермскими породами. Характер контакта среднекаменноугольных отложений с нижним карбоном и пермью не выяснен и, по аналогии с соседними районами, принимается как согласный. Среднекаменноугольный отдел в районе губы Архангельской представлен темно-серыми органогенными и обломочными известняками с прослоями белых мраморовидных известняков. В обломочных известняках собраны *Caninia* cf. *mutafii* Gor., *Choristites uralicus* Leb., *Ch.* aff. *timanicus* Mill., *Dictyoclostus* cf. *donetzius* Lich. Мощность отложений около 100 м.

В Восточноновоземельской структурно-фациальной зоне фаунистически охарактеризованные отложения среднего карбона отсутствуют, за исключением 50-метровой пачки известняков с *Productus* aff. *yochi* Cha o, встреченных Б. В. Милорадовичем в районе Ледяной Гавани.

В разрезах мыса Спорый Наволок к среднему и верхнему карбону условно относится толща мощностью 350 м, сложенная глинистыми сланцами с прослоями известняков и песчаников.

Верхний отдел

Верхнекаменноугольные отложения весьма ограниченно распространены. Они фаунистически охарактеризованы только в разрезах западного побережья Северного острова Новой Земли (губы Митюшиха и Крестовая). В остальных разрезах верхний карбон либо размыт, либо из-за отсутствия надежных палеонтологических данных зачастую включается в состав терригенной толщи, относимой уже к нижней перми.

На Вайгаче (мыс Гомса-Сале) до последнего времени к верхнему карбону относились известняки серого цвета с фауной брахиопод (П. В. Виттенбург и Б. В. Милорадович). В результате работ В. С. Енокияна, проведенных в 1960—1963 гг., выяснилось, что по комплексу микрофауны рассматриваемые отложения не могут быть датированы

моложе, чем московский век, в то время как комплекс брахиопод указывает на верхнекаменноугольное—пермское время образования. Опираясь на более точные определения комплекса микрофауны, можно с уверенностью сказать, что отложения верхнего карбона в разрезах Вайгача не обнаружены.

На Северном острове Новой Земли (губа Митюшиха) отложения позднекаменноугольного возраста представлены плотными известняками с прослоями более темных разностей в верхних горизонтах. Верхнекаменноугольный возраст известняков подтверждается находками брахиопод: *Marginifera schellwieni* Tschern., *Productus* aff. *pseudoartiensis* Stuck., *Choristites* ex gr. *ussensis*? (Stuck.). Мощность известняков около 70 м.

В губе Крестовой верхний отдел сложен известняками серого цвета с прослоями кремней. В них встречены фораминиферы *Protrilicites sub-schwagerinoides* Ros., *Triticites paramontiparus* Raus., кораллы *Caninophyllum* ex gr. *kokscharovi* (Stuck.), *Caninia nosovi* Fom., брахиоподы *Septacamera* cf. *kutorgae* Tschern. Мощность отложений около 100 м.

Верхнекаменноугольные отложения в районе Горбовых островов литологически и фаунистически неотделимы от среднекаменноугольных и были описаны выше.

В Восточноновоземельской структурно-фациальной зоне, как упоминалось ранее, к среднему и верхнему карбону предположительно отнесена сланцевая толща, сложенная глинистыми сланцами с прослоями известняков и песчаников.

На восточном побережье Новой Земли условно считается верхнекаменноугольной толща кварцевых и полимиктовых гравелитов, конгломератов, переслаивающихся с песчаниками, филлитами и глинистыми сланцами. Общая мощность этих пород 350 м.

Пермская система

Пермские отложения на Вайгаче и Новой Земле представлены терригенной толщей мощностью до 2000—3000 м, трансгрессивно залегающей на породах различного возраста (от верхнего карбона до девона).

Пермская терригенная толща в различных регионах расчленяется на местные свиты. Уверенно расчленить ее на отделы и ярусы до сих пор не удается, что связано с неравномерной изученностью и с трудностью выделения некоторых ярусов перми, обусловленной своеобразием фауны.

Вайгач

На Вайгаче пермские отложения протягиваются узкой полосой вдоль его северо-восточного берега от пролива Карские Ворота до бухты Шпиндлера. Они трансгрессивно залегают на нижне- и среднекаменноугольных отложениях.

По данным В. И. Бондарева, в основании пермской толщи, как и на Пай-Хое, залегает мергелистый горизонт мощностью около 30 м. Его нижняя часть сложена темно-серыми, почти черными аргиллитами с прослоями кремней, а верхняя — рыжими с поверхности и серыми на свежем изломе мергелями. Мергелистый горизонт содержит *Somoholites* aff. *shikhanensis* Ruzh., *Chonetes* cf. *zilimi* Step., *Linoproductus* cf. *achunowensis* Step., *Canocrinella* cf. *koninckiana* (Keys.), *Stenoscisma* aff. *karpinskii* (Tschern.), *Martinia* cf. *juresanensis*

Step., *Hemiptychina orientalis* Tschern. и другую фауну, характерную для ассельского яруса.

Более высокие слои пермских отложений представлены толщей черных и темно-серых алевролитов, аргиллитов и песчаников, содержащих *Plicatifera stuckenbergiana* (Krot.), *Canocrinella cancrini* (Vern.), *Yakovlevia weyprechtii* (Toula), *Kochiproductus porrectus* (Kut.) и другие формы. Разрез слагают отложения, аналогичные бельковской и талатинской свитам Печорского бассейна и относящиеся к артинскому и кунгурскому ярусам. Стратиграфическая последовательность отдельных горизонтов неясна. Мощности пермской толщи на Вайгаче разными авторами определяются от 900 до 2500 м, наиболее вероятно, что она составляет около 1500 м.

Новая Земля

Пермские отложения распространены на Новой Земле очень широко. На Южном острове они занимают не менее половины площади: ими сложено все восточное побережье от мыса Перовского до пролива Маточкин Шар, западное побережье — от о. Междушарского до губы Грибовой, а также центральная часть острова по всей его ширине.

На Северном острове породы пермского возраста известны лишь на отдельных участках по его берегам. Пермские отложения представлены главным образом довольно однообразной толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов, отложившихся в морских условиях. Реже наблюдаются известняки. Основным источником сноса терригенного материала находится к востоку от Новой Земли.

Южный остров

Пермские осадки южной части острова изучались в 1954 г. В. И. Бондаревым и С. В. Черкесовой (юго-восточная часть), Г. А. Ермолаевым, Г. А. Зуевым, Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец. По их данным, эти отложения трансгрессивно, но без видимого несогласия залегают на различных горизонтах подстилающих отложений — от башкирского яруса среднего карбона до девона включительно. Кое-где в основании перми имеются конгломераты мощностью до 7 м. Галька размером до 30 мм представлена в основном известняками каменноугольного и реже девонского возраста, что устанавливается по обнаруженной в ней микрофауне (*Parathurammia dagmarae* Suleim., *Bisphaera* sp., *Endothyra bradyi* Mikh., *E. prisca* Raus. et Reitl., *E. omphalota* Raus. et Reitl. и др.). Отдельные гальки известняков и их скопления спорадически встречаются во всей нижней части пермской толщи в южной части восточного берега острова, что, по-видимому, свидетельствует о непосредственной близости области размыва.

В основании пермской толщи выделяется пачка черных глинистых и известковисто-глинистых сланцев, обычно пиритизированных, с прослоями алевролитов и более редкими слоями песчаников (рис. 29, 30). На западе, в районе губы Белушьей, по данным Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец, мощность этого горизонта составляет всего 100 м, восточнее, в верховьях р. Восточной, по данным Г. А. Ермолаева и Г. А. Зуева, она возрастает до 500 м.

Единственные находки фауны в этой пачке были сделаны Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец около пос. Белушьей. Здесь в кремнистых конкрециях обнаружены *Buxtonia* ex gr. *nebrascensis* (Owen) и *Marginitifera schellwieni* Tschern. Пачка отнесена к ассельскому и сак-

марскому ярусам, но не исключена возможность того, что нижняя часть ее принадлежит к верхнему карбону.

Залегающая выше мощная терригенная толща повсюду хорошо разделяется на две части. Нижняя, слагающая большую часть середины

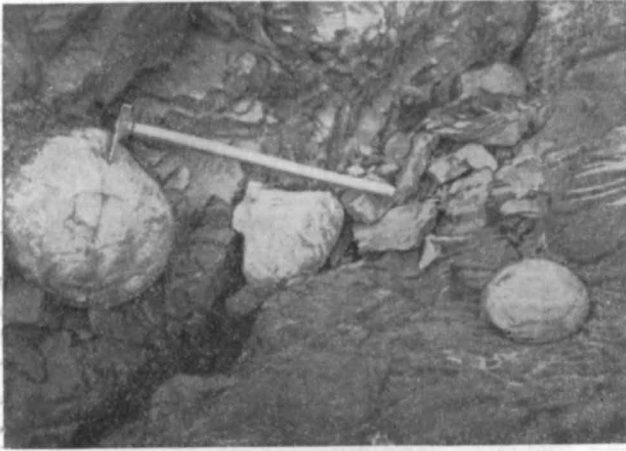


Рис. 29. Шаровидные конкреции в сакмарских глинистых сланцах на полуострове Гусиная Земля. Фото Б. С. Романовича

острова, относится к артинскому ярусу. В ее составе преобладают серые и зеленовато-серые полимиктовые песчаники, часто косослоистые; в подчиненном количестве встречаются черные алевролиты и

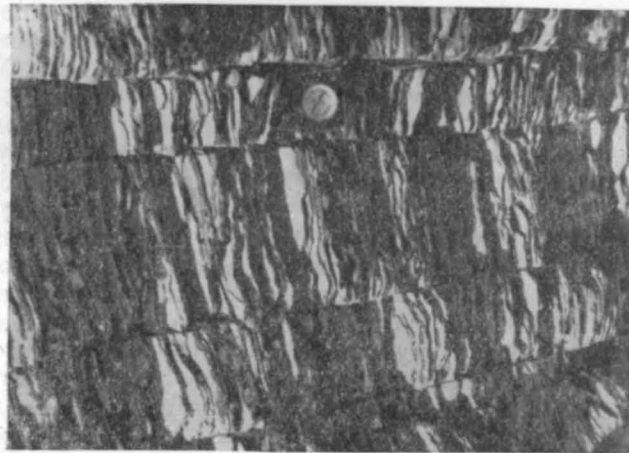


Рис. 30. Нижнепермские алевролиты около залива Шурберта. Фото Б. С. Романовича

аргиллиты. Все породы весьма слабо известковистые. Изредка попадаются прослойки внутриформационных конгломератов, в которых галька представлена только аргиллитами подстилающих слоев, а цемент — песчаником. Полимиктовые конгломераты отсутствуют.

Фаунистические находки в этой пачке крайне редки. Обычно окаменелости встречаются только в верхней части и нет уверенности, что в действительности они не из верхней пачки терригенной толщи. Так,

В. И. Бондаревым из верхов нижней пачки, которую он называет колодкинской свитой (по р. Колодкина), указываются такие формы, как *Liosotella pseudohorrida* (Wiman), *Grumantia* cf. *kempei* And. и *Prooxytoma laticostatum* (Netsch.), совершенно необычные для артинского яруса. Достоверных замеров мощности нижней пачки нет, большим исследованием она оценивается в 1500—2000 м.

Верхняя часть терригенной толщи, выделенная В. И. Бондаревым в казаковскую свиту (по р. Казакова) сложена в основном серыми, часто на выветрелой поверхности бурыми, сильно известковистыми песчаниками, иногда переходящими в песчанистые известняки. В значительных количествах присутствуют алевролиты, реже встречаются аргиллиты. Эта свита распространена на обоих берегах острова, но неизвестна в его центральной части. Для свиты характерно обилие и разнообразие морской фауны.

В породах рассматриваемой свиты Г. А. Ермолаевым и Г. А. Зуевым по рекам Бутакова и Плавничной собраны *Chonetes* ex gr. *capitolinus* Toulal, *Liosotella pseudohorrida* (Wiman), *Anidanthus aagardi* (Toulal), *Yakovlevia weyprechtii* (Toulal), *Plicatifera stuckenbergiana* (Krot.), *Neospirifer ravana* Diener, *Spiriferella saranae* (Vern.) и др. Из района залива Абросимова Б. К. Лихаревым и О. Л. Эйнором (1939) описаны *Chonetes variolatus* Orb., *Anidanthus aagardi* (Toulal), *Paeckelmanella expansa* var. *wimani* Einor., разнообразные *Spiriferella saranae* (Vern.) и др. (коллекция Ф. Н. Чернышева).

В аналогичной толще на полуострове Гусиня Земля, около мыса Сев. Гусиный Нос И. А. Рыскуновым в 1934 г. были найдены *Paeckelmania novozemliaensis* Lich., *Productus litkei* Lich., разнообразные *Spiriferella* и др. (определения Б. К. Лихарева и О. Л. Эйнора).

Всеми исследователями в последнее время рассматриваемые отложения относятся к кунгурскому ярусу. Комплекс фауны, положение в разрезе и характер пород показывают, что они в общем отвечают талатинской свите Печорского бассейна, которая Советским Союзом по разработке унифицированных стратиграфических схем для Урала отнесена к верхам артинского яруса (саранинскому горизонту).

На полуострове Гусиня Земля давно известны находки флоры. К сожалению, старые определения не дают возможности судить об их стратиграфическом значении. Б. В. Милорадовичем (1936) из пермских отложений о. Междушарского была описана *Lingula arctica* Milor., являющаяся характерной формой воркутской свиты Печорского бассейна. Оба эти обстоятельства позволяют предполагать, что на западном берегу Южного острова могут быть обнаружены аналоги нижней части воркутской угленосной свиты Печорского бассейна, т. е. аналоги кунгурского и уфимского ярусов.

Пермские отложения северной половины острова изучены хуже. Единственный выход фаунистически охарактеризованных отложений ассельского яруса обнаружен Э. В. Аpsитом и Г. Г. Николаевой на побережье Баренцева моря, в 5 км западнее бухты Самойловича. Породы сакмарского возраста представлены там темно-серыми битуминозными известняками, залегающими непосредственно на породах нижнего карбона и содержащими брахиоподы *Plicatifera pseudoplicatilis* Step., *Avonia* ex gr. *pustulosa* (Phill.), *Spiriferella praesaranae* Step., *Phricodothyris asiatica* (Chao) и др. Мощность определена в 150 м, хотя, возможно, эта цифра несколько завышена.

В более восточных районах карбонатные породы и фауна сакмарского яруса в основании перми неизвестны. Разрез пермских отложений здесь начинается с конгломератов или прямо с глинистых сланцев. Породы ассельского возраста либо отсутствуют вообще, либо пред-

ставлены немymi глинистыми сланцами и не могут быть отделены от артинских.

В большинстве случаев породы пермского возраста Южного острова разделяются на две свиты. Нижняя из них (глазовская) сложена однообразными черными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями серых, бурых с поверхности песчаников. В составе верхней (кармакульской) преобладают песчаники, количество которых возрастает вверх по разрезу. Точная мощность пермских отложений неизвестна, ориентировочно она оценивается различными исследователями от 1500 до 2000 м.

Северный остров

На западном побережье острова пермские отложения обнажены лишь на полуостровах сильно изрезанного берега. На восточной стороне острова широкая полоса пермских пород (до 30 км шириной) протягивается от пролива Маточкин Шар до залива Циволько; далее на север она уходит в глубину острова. Небольшие участки, занятые пермскими отложениями, есть в ряде мест более северных районов побережья: по берегам залива Неупокоева, у бухты Визе, на мысе Скалистом и южнее мыса Спорый Наволок.

На западном берегу Северного острова, особенно в южной его половине, пермские породы сравнительно хорошо изучены. Лучшие разрезы были описаны в 1955 г. Ю. С. Бушканец и Г. Д. Беляковым южнее губы Крестовой, а также Н. П. Головановым, И. Б. Князевой и П. Н. Шемякиным в районе мыса Сухой Нос, где выделены ярусы согласно унифицированной схеме.

В указанных районах пермские отложения залегают без видимых следов перерыва на известняках нижней части верхнего карбона с *Protriticites subschwagerinoides* Ra u s., *Triticites* cf. *paramontiparus* Ra u s., *Tr.* sp. и др.

В основании пермских отложений присутствует пачка темно-серых глинистых известняков и мергелей, иногда песчанистых, с характерной бурой коркой выветривания. Мергели содержат *Linoproductus achunowensis* Ste p., *Eomarginifera pseudoartiensis* (St u c k.), *Martinia parvula* Tsch e r n., *Spiriferella praesaranae* (V e r n.) и другие характерные для сакмарского яруса формы. Литологически и по фауне эти породы неотличимы от мергелистого горизонта Печорского бассейна. Мощность мергелей на Новой Земле, однако, значительно больше, чем в Печорском бассейне, и достигает 60 м.

Залегающие выше породы относятся уже к артинскому ярусу. Они четко разделяются на две свиты: нижнюю — глазовскую и верхнюю — кармакульскую.

Глазовская свита сложена черными аргиллитами и алевролитами с тонкими песчанистыми прослоями и редкими пластами и пачками песчаников, часто пиритизированными. Встречаются прослои углисто-глинистых сланцев. Мощность около 300 м. Кармакульская свита характеризуется преобладанием темно-серых средне- и мелкозернистых песчаников, среди которых встречаются прослои черных алевролитов и аргиллитов мощностью до 5 м. В верхней части разреза алевролитов и сланцев почти нет. Мощность кармакульской свиты около 400 м. Ни в глазовской, ни в кармакульской свитах до сих пор не обнаружено никаких органических остатков, поэтому их артинский возраст следует считать условным. Более высокая часть разреза обнажена неудовлетворительно.

Непосредственно на породах кармакульской свиты залегает пачка черных глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников мощностью до 200 м. Южнее бухты Опасной в кремнистых конкрециях в этой толще были обнаружены *Kolymia irregularis* Lich. и *Attenuatella* sp. Породы по аналогии с воркутской свитой Печорского бассейна отнесены к кунгурскому и уфимскому ярусам, хотя не исключено, что они относятся только к последнему.

Другой характер имеют пермские отложения района полуострова Адмиралтейства, изученные в 1954 г. Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец. В основании пермской толщи в районе губы Глазова присутствуют конгломераты и брекчии, состоящие из обломков и галек известняков и кремней и имеющие мощность около 50 м. На них залегают массивные темно-серые и серые известняки, часто битуминозные, иногда содержащие включения асфальтитов. Известняки содержат *Productus* cf. *litkei* Lich., *Horridonia borealis* (Naugh.) и др. Мощность их достигает 150 м.

Залегающая выше песчано-сланцевая толща мощностью до 1000 м отвечает артинскому и кунгурскому ярусам. Она содержит, по сборам М. М. Кругловского, *Lingula mytiloides* Sow. и *Lingula credneri* Gein.

Верхнепермские отложения, по данным Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец, на западном побережье полуострова Адмиралтейства слагают полосу шириной до 3 км. Они представлены песчанико-конгломератовой толщей мощностью до 300 м. Песчаники обычно мелкозернистые, зеленоватые или буроватые, тонкослоистые. В зеленых песчаниках встречаются редкие гальки буровато-серого более крупнозернистого известковистого песчаника. Конгломераты буроватые, мелкогалечные, размер галек не превышает 3 см. Гальки представлены известняками и глинистыми сланцами. На западном берегу полуострова Адмиралтейства в песчаниках была собрана типичная для казанского яруса фауна, включающая *Licharewia* ex gr. *rugulata* (Kut.), *Schizodus subobscurus* Lich., *Liebea septifer* King, *Pseudomonotis speluncaria* Schloth., *P. permianus* Masl.

Верхнепермские отложения обнаружены на мысе Сухой Нос в 1965 г. Н. П. Головановым, И. Б. Князевой и П. Н. Шемякиным. На северном и южном концах мыса имеются выходы серых и бурых мелко- и крупногалечных косослоистых конгломератов, переслаивающихся с полимиктовыми песчаниками. Размер галек достигает 7—8 см. Галька представлена преимущественно известняками, песчанистыми известняками, алевролитами и аргиллитами, реже встречаются кремнистые породы с реликтами радиолярий и полимиктовые песчаники. Видимая мощность пачки 11 м, истинная неизвестна. Породы отнесены к казанскому ярусу по аналогии с вышеописанными конгломератами полуострова Адмиралтейства. На западном берегу мыса Сухой Нос имеется обнажение фиолетовых мелкозернистых песчаников, почти массивных с железисто-глинистым цементом. Мощность их достигает 140 м. Не исключено, что эти красноцветные образования относятся уже к татарскому ярусу.

Самый северный участок развития пермских отложений на западном берегу острова расположен в районе полуострова Литке, залива Борзова и прилегающих островов. По этому району имеются лишь данные А. А. Петренко (1945), который развитую здесь верхнепалеозойскую толщу песчаников, алевролитов и разнообразных известняков разделил на три свиты: баренцевскую, седовскую и кармакульскую. Судя по спискам фауны, в состав перечисленных свит входят преимущественно породы средне- и верхнекаменноугольного возраста. Досто-

верные пермские отложения с массой *Spiriferella saranae* (Vern.) обнажаются лишь в районе мыса Лоушкина, но ни мощность, ни точное стратиграфическое положение слоев с этими окаменелостями пока не могут быть установлены.

Пермские отложения восточной части острова изучены слабо и даже пермский возраст их определяется в значительной мере условно, по аналогии с западным побережьем. Они представлены однообразной толщей черных глинистых сланцев, среди которых песчаники встречаются только в виде отдельных прослоев мощностью до 1—5 м. Сланцы залегают на различных горизонтах палеозойской толщи, до девона включительно. Иногда в основании их имеются базальные конгломераты, в отдельных пунктах установлено угловое несогласие. Мощность сланцевой толщи достигает 1500 м.

На восточном берегу острова находится самый северный район, где встречены пермские отложения, это — тектонический блок около бухты Мутафи и между мысом Спорый Наволок и ледником Розе. Нижняя часть разреза сложена там алевролитами и аргиллитами с редкими слоями известняков. В его средней части песчаники, алевролиты и аргиллиты присутствуют в примерно равных количествах. В верхней части снова преобладают аргиллиты, среди которых встречаются отдельные слои песчаников и алевролитов. Эти отложения, по данным А. Н. Наумова и В. И. Бондарева, общей мощностью 900 м, на мысе Спорый Наволок вверх по разрезу постепенно сменяются пачкой песчаников мощностью 250 м (Милорадович, 1936).

Известная отсюда фауна, включающая *Jakutoproductus verchovanicus* (Fed.), *Horridonia borealis* (Hugh.), разнообразные *Spiriferella* и др., к разрезу не привязана и ее точное стратиграфическое положение неизвестно.

Сравнение разрезов пермских отложений Новой Земли, с одной стороны, и Печорского бассейна и Пай-Хоя, с другой, показывает, что история обоих регионов в пермское время была весьма сходна. Трансгрессивное и в ряде случаев несогласное залегание пород ассельского яруса на разновозрастных горизонтах вплоть до девона свидетельствует о проявлении в конце верхнего карбона складкообразовательных движений, довольно сильных на востоке, но затухавших по мере движения на запад. На протяжении почти всей перми на Новой Земле и Вайгаче происходило накопление мощной терригенной толщи, возможно, лишь в течение верхней перми восточная часть Новой Земли была областью разрушения. Кластический материал, за счет которого шло формирование этой толщи, приносился преимущественно с востока, по-видимому, с воздымавшейся герцинской складчатой области, являвшейся продолжением Урала и располагавшейся в пределах современного Карского моря, непосредственно восточнее Новой Земли. Роль карбонатных отложений становится заметной лишь на западе и севере Северного острова, т. е. в районах, наиболее удаленных от области сноса. Таким образом, район распространения пермских отложений на Вайгаче и на Новой Земле можно рассматривать как непосредственное продолжение Предуральского передового прогиба.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В отношении мезозойских отложений на Новой Земле и Вайгаче много неясного, хотя в ряде пунктов собраны разнообразные органические остатки юрского и мелового возраста (рис. 31). Дело в том, что большинство мезозойских окаменелостей встречено в валунах и глыбах, изредка образующих значительные скопления (особенно в совре-

менных моренах). Часть фауны найдена отпрепарированной естественным образом из вмещающих пород. Нередко из одного и того же места привезены окаменелости, характерные для разных горизонтов, иногда сильно отличающихся по возрасту.

Сведения о коренном залегании мезозойских отложений в той или иной мере сомнительны. Это, во-первых, касается находок, сделанных в конце прошлого и начале нынешнего веков и не подтвержденных последующими исследованиями на тех же участках. Более уверенно можно судить о глыбах мезозойских пород, представляющих, по всей вероятности, разрушенные коренные выходы. В бесспорно коренном залегании встречены во внутренних частях Новой Земли немые конгломерато-брекчии, как некоторые предполагают, мезозойского возраста (автором они условно отнесены к неогеновой системе и описаны в соответствующем разделе). Кроме того, в разных местах собраны обломки бурых углей и пород с растительным детритом и отпечатками флоры. Большинство исследователей считает их остатками юрских и меловых отложений.

Первичное местонахождение валунов и других обломков мезозойских пород было предметом многочисленных дискуссий, но теперь всеми признается их местное (новоземельское) происхождение. Существует две точки зрения по поводу того, где могли сохраниться мезозойские породы в первичном залегании. Одна из них высказана Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец, которые в 1956 г. указали на возможность такого залегания мезозойских отложений в депрессиях низменных участков Новой Земли под антропогенными осадками. Другое предположение сделал К. К. Демюкидов (1957), отметивший вероятность сохранения мезозойских отложений под ледниковым щитом.

Среди мезозойских пород доминируют разнообразные песчаники, часто с известковистым или сидеритовым цементом; реже встречаются конгломераты, брекчии и известняки; в отдельных случаях наблюдались алевролиты, мергели, опоки и глины.

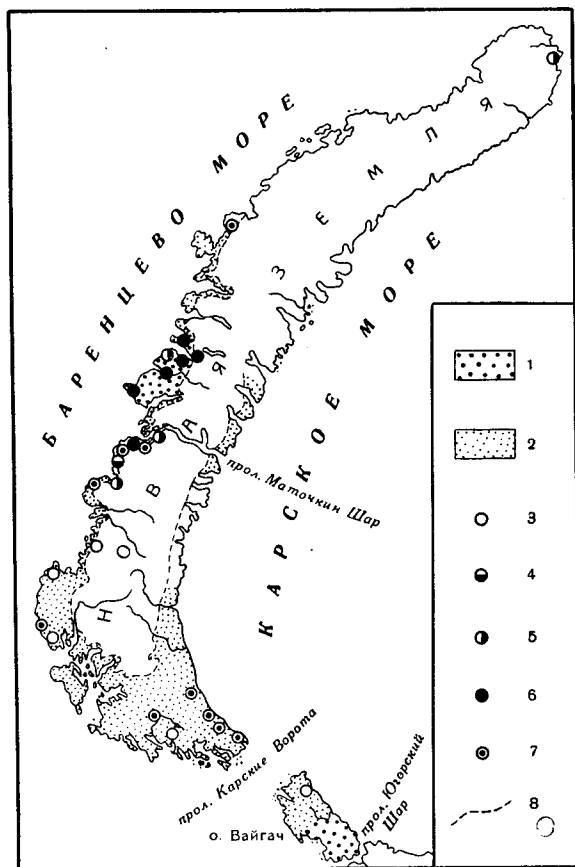


Рис. 31. Схема распространения реликтов юрских и меловых отложений на Новой Земле и Вайгаче. Районы со значительными скоплениями валунов и глыб пород: 1 — среднеюрских, верхнеюрских и нижнемеловых, 2 — нижнемеловых. Места сборов остатков морской фауны: 3 — юрско-меловой, 4 — среднеюрской, 5 — позднейюрской, 6 — средне- и позднейюрской, 7 — раннемеловой, 8 — предполагаемая граница среднеюрской — раннемеловой трансгрессии

Во многих случаях фаунистические остатки находятся в сидеритовых, реже в песчанистых конкрециях, что заставило М. М. Ермолаева в 1936 г. отметить следующее: «...валуны представляют собой не окатанные куски коренной породы, а конкреции, наполненные мезозойской фауной». С тех пор встречено много валунов песчаников и других пород с мезозойскими окаменелостями, которые не являются конкрециями.

Юрская и меловая фауна собрана главным образом на побережье Баренцева моря, что, возможно, частично объясняется его лучшей изученностью по сравнению с побережьем Карского моря, где были лишь единичные находки.

Собранные органические остатки характеризуют верхнетриасовые—нижнеюрские отложения, средний и верхний отделы юрской системы и нижний отдел меловой системы. Верхнетриасовые—нижнеюрские породы представляют собой континентальные образования с древесной флорой. Остальные мезозойские отложения, кроме очень проблематичных готерив-барремских пород, являются морскими осадками. В них найдены окаменелости батского века среднеюрской эпохи, руководящая фауна для всех ярусов верхней юры (включая сомнительные кимериджские формы), а также валанжинского и, видимо, аптского и альбского ярусов нижнего мела.

На берегах Новой Земли и Вайгача во многих пунктах встречены обломки бурых углей, которым обычно приписывается мезозойский возраст. В. Д. Дибнер (1962) попытался более точно датировать эти породы, считая их скорее всего готерив-барремскими и частично, возможно, позднетриасовыми—раннеюрскими. Для такого заключения еще мало данных; по нашему мнению, бурые угли вполне могут быть позднемеловыми и даже кайнозойскими.

Вблизи устья р. Бритвинки А. А. Петренко (1936) обнаружил крупные глыбы песчаников, похожие на разрушенный коренной выход горизонтально залегающих мезозойских отложений. Здесь же он встретил глыбы «черных углистых пород», переполненных стволами деревьев до 15 см в поперечнике, которые А. В. Ярмоленко определил как *Protocedroxylon araucarioides* Joth. По мнению И. А. Шилкиной, род *Araucarioides* (*Protocedroxylon*) существовал только в позднем триасе и ранней юре (Дибнер, 1962). На Земле Франца-Иосифа *Araucarioides* sp. приурочен к отложениям того же возраста (точнее норийско-рэтским). Поэтому можно предположить присутствие около р. Бритвинки верхнетриасовых—нижнеюрских пород в коренном залегании.

Породы с руководящими ископаемыми батского яруса средней юры известны во многих пунктах западного побережья Новой Земли от губы Крестовой на севере до мыса Столового на юге. Фаунистические остатки были доставлены Э. В. Аписитом, Н. П. Головановым, А. В. Лоскутовым, Г. Г. Николаевой, О. Хольтедалем и др. Палеонтологическая обработка была сделана главным образом В. И. Бодылевским и Н. С. Воронец. Окаменелости находятся преимущественно в песчаниках, реже в сидеритовых конкрециях, иногда в других породах. Особенно интересны развалы батских песчаников в 5 км к юго-востоку от становища Крестовая Губа. Здесь в 1950 г. Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец были собраны крупные обломки аммонитов *Granocephalites* (?) sp., по заключению Н. С. Воронец, позволяющие предполагать присутствие отложений нижнего бата.

С Новой Земли привезено большое количество окаменелостей батского возраста, представленных исключительно аммонитами. Однако разнообразия форм не наблюдается: из нижебатских видов установ-

лены *Cranoccephalites pompeckji* (Mads.) и *C. vulgaris* (Spath), а из верхнебатских — лишь род *Arctoccephalites* sp.

Среди окаменелостей, собранных на Новой Земле, обнаружены органические остатки, характерные для ярусов верхнеюрского отдела. Обломки пород с келловейской фауной часто встречаются на побережье Баренцева моря от губы Крестовой до полуострова Панькова Земля. Окаменелости чаще всего находятся в разнообразных песчаниках, иногда в конкрециях. Органические остатки, собранные Г. Д. Беляковым, Ю. С. Бушканец, В. Н. Вебером, М. А. Лавровой и др., изучены В. И. Бодылевским, Н. С. Воронец, Д. Н. Соколовым, Н. И. Шульгиной, Г. Зальфельдом и Г. Фребольдом, которые выделили аммонитов, белемнитов и пеллеципод, характерных для каждого из трех подъярусов келловея.

Нижнекелловейская фауна представлена аммонитами *Arcticoceras ischmae* (Keys.) и *Cadoceras* sp., похожими на нижнекелловейские формы (заключение В. И. Бодылевского и Н. И. Шульгиной). Из среднекелловейских окаменелостей встречен только один экземпляр *Cadoceras tschepkini* Nik., находящийся в коллекции О. Хольтедаля (определение Г. Зальфельда и Г. Фребольда, по мнению Н. И. Шульгиной вызывающее сомнение). Фауна верхнего келловея довольно разнообразна: аммониты *Cadoceras nikitini* Sok., = *Longaeviceras nikitini* Bodyl., *Quenstediceras keyserlingi* Sok., = *L. keyserlingi* Bodyl., *Q. mariae* Orb., = *L. novosemlicum* Bodyl., *Q. holtedahli* Salf.; белемниты *Pachyteuthis* cf. *kirghisensis* (Orb.); пеллециподы *Aucella calloviensis* Sok., *Pleuromya donacina* Bodyl., *Oxytoma inaequivalvis* var. *borealis* Boriss. Фауна оксфордского века представлена аммонитами, заключенными в песчаники. Окаменелости встречены в районах губы Безымянной и бухты Самойловича, откуда доставлены А. Е. Норденшельдом, а также в районе мыса Сухой Нос, где их собрал Я. М. Вексляр. В коллекции А. Е. Норденшельда имеются многочисленные аммониты, отнесенные Г. Фребольдом к одному виду *Cardioceras excavatum* Sow. var. *arctica* Pavl., характерному для нижнего оксфорда. Присутствие верхнеоксфордских форм установили Г. Фребольд, определивший в сборах А. Е. Норденшельда *Cardioceras* cf. *nathorsti* Lundgr., и Н. С. Воронец, которая в коллекции Я. М. Вексляра нашла аммонит *Amoeboceras* cf. *alternans* (Buch). Следует отметить, что раньше *Cardioceras* cf. *nathorsti* и *C. excavatum* var. *arctica* указывались в литературе как *C. alternans* Buch, на основании ошибочного определения С. Тульберга.

О. Хольтедаль из района губы Поморской привез аммонита, по мнению Г. Зальфельда и Г. Фребольда, являющегося верхнекимериджским видом *Cardioceras subtilicostatum* Pavl. Приведенная ими фотография вызвала сомнение Н. И. Шульгиной в правильности данного определения. На мысе Флиссингском (северо-восточный берег Новой Земли) А. С. Зеленко нашел обломок белемнита *Pachyteuthis* (?) cf. *explanata* Phill. возможно, кимериджского возраста.

На полуострове Панькова Земля встречены валуны битуминозных известняков с обильной фауной волжского века. Коллекции, собранные А. Е. Норденшельдом, А. А. Пегренко и Р. Л. Самойловичем, были изучены В. И. Бодылевским и Г. Фребольдом, пересмотревшим определения С. Тульберга. Волжский возраст известняков надежно устанавливается аммонитами *Craspedites* cf. *fragilis* Trautsch., и пеллециподами *Aucella subinflata* Pavl. Вместе с этими руководящими формами находятся: аммониты *Craspedites* cf. *jugensis* Prig., *C. sp. indet.* (по скульптуре похожий на волжский *C. okensis* (Orb.) и пеллециподы *Aucella terebratuloides* Lah., *A. obliqua* Tullb., *A. sub-*

uncitoides B o d y l., *Inoceramus* sp. indet., *Ptychostylus nordenskioldi* T u l l b., *Nucula borealis* T u l l b., *Leda tullbergi* B o d y l., *L. damariensis* B u c h. Следует отметить, что перечисленные в данном списке ауцеллы гораздо чаще встречаются в нижнем мелу.

В. А. Русанов и М. Т. Хейглин доставили с берегов пролива Маточкин Шар и с западного побережья Новой Земли характерные для волжских ярусов белемниты *Cylindroteuthis absoluta* (F i s c h.), *C. magnifica* (O r b.) и пелециподы *Aucella mosquensis* B u c h (определения В. И. Бодылевского, В. А. Русанова и Фрааса). В литературе отсутствуют сведения о породах, содержащих указанные формы. В одной из работ В. А. Русанова (1945, стр. 266) упоминается о горизонтальных пластах волжского яруса, «расположенных на наклонных слоях пенеплена». Здесь, видимо, какая-то ошибка, поскольку это не подтвердилось последующими исследованиями геологов на том же месте и сам В. А. Русанов во всех других статьях и докладах сообщал лишь о вторичном залегании пород с юрскими окаменелостями.

Нижнемеловая фауна найдена преимущественно в обломках известковистых и сидеритовых песчаников на западном побережье Новой Земли, ее южной оконечности и на Вайгаче. Остатки раннемеловых моллюсков, привезенные многими исследователями, в том числе Г. Д. Беляковым, Ю. С. Бушканец, Г. А. Ермолаевым, О. Хольтедалем, были обработаны В. И. Бодылевским, Н. С. Воронец, Д. Н. Соколовым и др. Подавляющее большинство форм имеет валанжинский возраст, остальные, возможно, являются апт-альбскими. Вся фауна — морская. В. Д. Дибнер (1962) высказал предположение о наличии на юге Новой Земли континентальных готерив-барремских (?) отложений в коренном залегании.

Среди многочисленных валанжинских окаменелостей выделены виды, характерные для каждого из трех подъярусов. Нижневаланжинские формы представлены аммонитами *Subcraspedites groenlandicus* S p a t h, *Surites spasskensis* (N i k.) и пелециподами *Aucella volgensis* L a h., *A. lahusei* P a v l., причем те и другие указывают на самый нижний (рязанский) горизонт валанжина. Более высокое стратиграфическое положение занимают собранные на полуострове Панькова Земля *Platylenticeras* cf. *gevrilianus* O r b., *Aucella keyserlingi* L a h., *A. unshensis* P a v l.

О присутствии пород из нижних горизонтов среднего подъяруса свидетельствуют аммониты *Temnoptychites syzranicus* P a v l., *T. hoplitoides* (N i k.), *T. igowensis* (N i k.), пелециподы *Aucella keyserlingi* L a h., *A. terebratuloides* L a h. и др. На верхние горизонты данного подъяруса указывает аммонит *Euryptychites gravesiformis* P a v l., установленный Г. Зальфельдом и Г. Фребольдом в коллекции О. Хольтедаля (Н. С. Шульгина считает это определение неверным). Верхневаланжинскими формами являются *Polyptychites stybendorfi* (S c h m.) и пелециподы *Aucella* cf. *crassicollis* K e y s., *A.* cf. *sublaevis* K e y s.

На южной оконечности Новой Земли в 1954 г. Н. П. Голованов обнаружил 8-метровую террасу, сложенную внизу алевролитами, вверху — песками с четвертичными моллюсками. В алевролитах обнаружена главным образом мезозойская пыльца. В. Д. Дибнер датировал данные отложения готерив-барремским возрастом на том основании, что по пыльцевому комплексу и минеральному составу алевролиты сходны с готерив-барремскими породами Западной Сибири. Такое заключение вызывает много возражений, например, невозможно себе представить, что на морском берегу сохранились в коренном залегании рыхлые раннемеловые осадки в такой мобильной области как Новая Земля. Скорее всего алевролиты представляют собой переотло-

женные мезозойские отложения, причем могли возникнуть различные комбинации пылицы и минеральных зерен мезозойских и четвертичных пород.

В районе губы Крестовой Г. Д. Беляков и Ю. С. Бушканец в 1950 г. на высоте 200—250 м нашли гальку песчаника с отпечатком аммонита, по мнению Н. С. Воронца, *Deshayesites* sp., вероятно, позднеаптского возраста.

Ископаемая фауна предположительно альбского возраста доставлена О. Хольтедалем из валуна песчаников в районе мыса Столбового: аммонит *Balduroceras* (?) (*Sonneratia*) sp. и пеллеципода *Inoceramus* ex gr. *concentricus* (ex gr. *anglicus* Woods) (заклчение Г. Зальфельда и Г. Фребольда, переопределенное В. И. Бодылевским).

Неогеновая (?) система

В 1952 г. Б. С. Романович обнаружил вблизи губы Белужьей коренной выход конгломерато-брекчий, валуны которых он раньше встречал на побережьях пролива Маточкин Шар. Г. Д. Беляков и Ю. С. Бушканец в 1954 г. нашли изолированный выход таких же пород в верховьях р. Южная Тайная, а в верховьях р. Северная Тайная — их глыбовый развал. Эти породы, достигающие мощности 6 м, залегают почти горизонтально на дислоцированных палеозойских отложениях. Кластический материал имеет самую различную окатанность: от угловатых обломков (величиной 40 см и меньше) до окатанных в виде галек и валунов, не превышающих 20 см в поперечнике. Цементом являются гидроокислы железа.

Б. С. Романович считал конгломерато-брекчии мезокайнозойскими, Г. Д. Беляков и Ю. С. Бушканец — скорее всего, мезозойскими. В. Д. Дибнер в своей сводке (1962) условно датировал эти отложения поздним триасом — ранней юрой.

Неогеновый (?) возраст конгломерато-брекчий устанавливается путем косвенных доказательств. Судя по условиям залегания и характеру пород, они не могут быть моложе раннего триаса и, видимо, сформировались в условиях горного, сильно расчлененного рельефа. Такая обстановка на Новой Земле была в триасе и неогене.

Против триасового возраста данных отложений в определенной мере свидетельствует то, что более прочные юрские и меловые породы не встречены в коренных выходах, хотя *in situ* находились в районах с менее активной эрозионной деятельностью. В пользу неогенового (?) возраста конгломерато-брекчий говоря данные по другим районам Новоземельско-Уральской складчатой области. Так, в районе Карской губы расположены свидетельствующие о тектонической активности туфобрекчии не моложе позднего мела, вероятнее всего, неогеновые. Кроме того, Б. Я. Дембовским и др. (1963) обнаружены в приосевой части Полярного Урала неогеновые (?) конгломераты с обломком белемнита в кластическом материале. По механическому составу и мощности полярноуральские конгломераты очень похожи на новоземельские конгломерато-брекчии.

Четвертичная система

Новая Земля

Для прибрежных склонов Новой Земли характерны многочисленные абразионные террасовые уступы, отмечаемые до 400 м высоты над уровнем моря; но даже на близких расстояниях они не сопоставимы

из-за крайней ненадежности измерений и более чем скудных палеонтологических характеристик маломощного покрова четвертичных отложений (рис. 32).

Почти все встречаемые на этих террасах виды морских моллюсков, включая и субарктические формы *Mytilus edulis* L. и *Pecten islandicus* (Müll.), наблюдаются от уровня моря до высоты 250 м. Наибольшее количество фауны собрано на высоте около 100 м. Находки арктобореальных видов *Saxicava arctica* L. и *Mya truncata* L. известны до высот 410—420 м (между губой Архангельской и Русской Гаванью).

Отложения морских трансгрессий, отвечающие верхнечетвертичному (верхнеплейстоценовому) (?) оледенению, возможно, залегают на высотах до 410—420 м над уровнем моря. Кроме того, по всему



Рис. 32. Морские террасы на южном берегу пролива Маточкин Шар. Фото Б. С. Романовича

Северному острову многочисленными исследователями отмечались абразионные уступы террас на высоте до 300 м, а между 300 и 400 м над уровнем моря выделяются платообразные поверхности, которым нередко приписывается также абразионное происхождение. На этих поверхностях совершенно не наблюдается рыхлых отложений, за исключением эрратических валунов неустановленного возраста.

Отложения первой стадии верхнечетвертичного (верхнеплейстоценового) (?) оледенения можно выделить весьма условно. К ним относятся вышеупомянутые валуны на платообразных поверхностях Северного острова, представленные различными гранитами, мезозойскими песчаниками, кварцитами, песчаниками и сланцами, которые обнаруживаются далеко от мест их коренного залегания. В южной половине Южного острова к верхнеплейстоценовым (?) образованиям этой стадии отнесены валуны серых плагиогранитов, аналогичных таковым горы Митюшев Камень, и розовых микроклиновых гранитов. На западном берегу этого же острова нередко находки валунов мезозойских пород с фауной. Скопления их обнаружены на полуострове Гусиная Земля, близ устья р. Рогачева, в верховьях рек Тайной и Нехватовой, в бассейне р. Саханина, на берегу залива Рейнеке, а на востоке — в бассейне р. Кумжи.

Отложения верхнеплейстоценового интерстадиала (каргинского, по сибирской шкале) представлены маломощными скоплениями морских глин, супесей и песков в пределах 200-метровой террасы, четко выраженной на обоих островах. На Северном острове 200-метровая терраса окаймляет лишь входы в бухты и заливы, не распространяясь в глубь суши. Это наблюдается до самого Маточкина Шара. На Южном острове указанная терраса чем южнее, тем глубже заходит в заливы и бухты, а на самом юге острова она занимает широкую полосу побережья. По-видимому, расположение этой террасы строго отвечает конфигурации современного ей ледникового покрова.

Скопления рыхлого покрова на поверхности террасы весьма мало-мощны (редко превышают 5 м) и разбросаны. Лишь на Южном острове, в бассейне р. Саханина, наблюдались песчаные холмы высотой до 22 м, содержащие обильную фауну морских моллюсков и, видимо, являющиеся останцами размытой террасы.

На описываемой террасе собрана следующая морская фауна: *Pecten islandicus* (Müll.), *Saxicava arctica* L., *Mya truncata* L., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Balanus* sp. На террасах более низких, около 160 м над уровнем моря, собраны, кроме перечисленных выше, *Astarte compressa* L., *A. sulcata* Da-Costa, *A. borealis* (Chemn.) f. *typica*, *Mytilus edulis* L., *Littorina littorea* L. Все указанные виды отнюдь не являются характерными для отложений определенного возраста. Наличие субарктических и бореальных моллюсков *Pecten islandicus* (Müll.) и *Astarte sulcata* Da-Costa может служить лишь доказательством смягчения климатических условий в период формирования вмещающих отложений.

Отложения второй стадии верхнеплейстоценового оледенения (сарганского, по сибирской шкале) отмечены на западном и восточном побережьях Северного острова в виде скопления морен недалеко от краев современных ледников. Многие морены достигают 40—70 и иногда даже 130 м мощности. Они состоят из суглинков с валунами диабазов, известняков, песчаников и щебенкой сланцев. Местами наблюдаются невысокие моренные холмы, сложенные суглинками с гравием и очень небольшой примесью валунов. Холмы задерживают и несут следы последующей абразионной обработки. На их склонах наблюдались террасы высотой до 80 м над уровнем моря. Подобные образования особенно характерны для устьевых частей крупных долин, впадающих в Маточкин Шар. Таким образом, это следы оледенения, более обширного, чем современное, и отделенного от нас периодом, когда район был погружен приблизительно на 100 м ниже современного уровня моря.

Такие же образования сравнительно широко развиты и в долинах, расположенных южнее. Здесь местами можно наблюдать участки с моренными образованиями на поверхности вышеописанной 200-метровой морской террасы. На южной оконечности Новой Земли находятся высокие моренные холмы, сложенные валунно-щебнистым материалом или серой и зеленовато-серой глиной с редкими валунами, песками и галечниками, возможно, водно-ледникового происхождения. Участки холмисто-моренного ландшафта наблюдались в долине р. Тайной и на междуречье Тайной и Нехватовой. Основная морена отмечена и на северном побережье залива Рейнеке, где она представлена темно-серыми суглинками, глинами и супесями с угловатыми обломками темно-серых известняков. Кроме того, в ряде мест побережья встречены эрратические валуны гранитов и обломки известняков с нижнекаменноугольной фауной.

На крайнем юго-востоке Южного острова встречены 15—20-метровые моренные гряды, сложенные зеленовато-серой глиной с редкими валунами мезозойских песчаников, гранитов, диабазов и известняков. В районе мыса Берха и мыса Меньшикова к моренным валам прислонена морская терраса высотой 40 м. По-видимому, здесь послеледниковое повышение береговой линии было меньшим по сравнению с районом Маточкина Шара.

Можно предполагать, что оледенение второй стадии выразилось в увеличении сети долинных ледников на севере и развитии небольшого самостоятельного ледникового купола на крайнем юге.

Пределом распространения поздне-последледниковой трансгрессии можно считать верхнюю границу террас, прислоненных к отложениям второго верхнеплейстоценового оледенения. Эта граница находится между 80 и 100 м над уровнем моря (80 м в районе Маточкина Шара, 97 м в губе Забудящей). Большинство террас, располагающихся в пределах этих высот, не отличается от более высоких ни по морфологии, ни по характеру отложений, ни по составу фауны. Как в северной, так и в южной части Новой Земли самое большое разнообразие видового состава фауны данного комплекса террас установлено в пределах 60—70 м. Здесь же наблюдается и наибольшее скопление арктобореальных форм: *Pecten islandicus* (Müll.), *Mytilus edulis* L., *Macoma calcarea* (Semn.), *Natica clausa* Brod. et Sow., *Astarte borealis* (Chemn.), *A. arctica* Gray, *A. crenata* (Gray) *crebricostata* Andr. et Forbes., *Cyrtodaria jenisseae* Sachs. и трубки червей *Polychaeta*.

Указанный комплекс фауны в свое время позволил В. Н. Саку предположить межледниковый возраст вмещающих отложений. Однако вероятнее, что данный состав фауны объясняется вторичными процессами, такими как переотложение, а не внешними условиями.

На высотах до 20 м над уровнем моря располагаются аккумулятивные террасы, сложенные песками, галечниками, суглинками и глинами. На них встречается очень свежий плавник. В губе Крестовой в области развития таких террас обнаружено значительное количество ископаемых льдов, видимо, являющихся реликтами последней стадии разрастания ледников.

Самыми молодыми морскими отложениями являются иловатые пески и галечники пляжей, кос и пересыпей.

Аллювиальные отложения Новой Земли представлены русловыми, пойменными и дельтовыми фациями. Лишь в долинах наиболее крупных рек мощность аллювия достигает 10 м. Обычно же она колеблется в пределах 1—2 м. Основную массу аллювия образуют валунники и галечники, отложенные при перемыке ледниковых и морских образований. Пески и супеси встречаются лишь в дельтах наиболее крупных рек. На крайнем юге, в долинах рек Суханихи и Гусиной отмечена надпойменная терраса высотой 6—7 м. Она сложена песками со щебнем, галькой и валунами.

Элювий чаще всего представлен мелкообломочным материалом. Лишь в районах, сложенных кварцито-песчаниками, диабазами, конгломератами, встречаются крупноглыбовые элювиальные россыпи. Мощность элювия не превышает 2 м.

На севере Новой Земли преимущественно развит делювий крутых склонов. Кроме осыпей и россыпей различного механического состава нередко можно наблюдать каменные реки — «курумы». Подножия склонов окружены мощными делювиальными шлейфами.

На равнинных участках и пологих склонах широко развит комплекс элювиально-делювиальных образований.

Современные ледники покрывают около 28% площади Новой Земли, что составляет 64 000 км³. Характерен плотный, обычно слоистый прозрачный лед голубого или синевато-зеленого цвета, состоящий из крупных зерен. Мощность прослоев увеличивается вверх по разрезу. В навейных ледниках присутствует значительное количество минеральных примесей.

Вайгач

О четвертичных отложениях Вайгача имеется весьма незначительное количество данных. Первые сообщения приведены в работах Н. А. Кулика (1932). По его представлениям, все рыхлые образования

острова являются продуктом морской аккумуляции. Склоны и внутренние возвышенности острова террасированы до самых вершин.

Позднее, по материалам исследований П. В. Виттенбурга (1940 г.), рыхлые отложения Вайгача были целиком отнесены к ледниковым образованиям. По его данным, морена мощностью около 10 м покрывает остров почти сплошным плащом, залегая на размытой поверхности палеозойских пород, и состав ее полностью соответствует составу подстилающих пород. Указанным исследователем приводятся описания типичных озов в верховьях р. Сурьи, поверхность которых носит следы размыва и часто перекрыта скоплениями морских раковин. При этом он отмечает обилие морских раковин по всей территории, вплоть до наивысших отметок (гора Болванская, 162 м над современным уровнем моря). Фауна представлена следующими видами: *Portlandia arctica* (G r a y), *Astarte borealis* (C h e m n.) var. *placenta* M ö g c h., *Pecten islandicus* (M ü l l.), *Buccinum undatum* L. По мнению М. А. Лавровой, перечисленные формы характерны для послеледникового времени.

В 1957 г. при составлении карты четвертичных отложений Советской Арктики в пределах Вайгача были выделены следующие возрастные и генетические группы отложений (Загорская, 1959):

1. Нерасчлененные морские и ледниковые отложения, наиболее широко развитые на территории острова. Допуская, что внутри этой толщи имеются ассимилированные последними оледенениями и трансгрессиями отложения различных этапов четвертичного периода, они были датированы как нерасчлененные верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) осадки межледниковья — ледниковья.

2. Флювигляциальные отложения верхнечетвертичного (верхнеплейстоценового) возраста, отмеченные в верховьях р. Сурьи, где описаны типичные озы, явно покрывавшиеся водами послеледниковой трансгрессии.

3. Предполагаемые морские каргинские (верхнечетвертичный межстадиал) отложения, занимающие участки в районе горы Болванской и на юге острова.

4. Современные (голоценовые) морские отложения, представленные песками, гравием и галечниками, слагающими низкие морские террасы до высоты 20—30 м над современным уровнем моря, косы пересыпи и пляжи.

К 1963 г. Ухтинским геологическим управлением была закончена среднемасштабная геологическая съемка Вайгача, в результате которой было получено более четкое представление о строении четвертичных отложений острова, сообщенное в 1963 г. В. С. Енокином и Я. Р. Пахло. Были выделены верхнечетвертичные отложения (верхнеплейстоценовые), нерасчлененные отложения верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) — современные (голоценовые) и современные (голоценовые), подразделяющиеся на несколько генетических групп.

Верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) отложения представлены ледниковыми валунными суглинками (реже супесями) серого и буровато-серого цвета с галькой и валунами местных пород, залегающими на отметках более 100 м. Встречаются эратические неокатанные валуны девонских песчаников, хорошо окатанные валуны крупнокристаллических биотит-роговообманковых гранитов, а также валуны серых, розовато-серых и серых полимиктовых песчаников с мезозойской фауной. В суглинках встречаются обломки раздробленных и окатанных раковин *Saxicava arctica* L. Мощность морены в депрессиях не превышает 15 м. Средняя мощность моренных отложений составляет 1,5—3 м.

Водно-ледниковые отложения развиты в очень незначительном количестве. Представлены они песками и галечниками, часто с плохо окатанными валунами местных пород. Ими сложены озовые гряды в районе оз. Гос-То, рек Сармин, Дровяная и руч. Мясного. Пески серые разнозернистые, гравийные, часто глинистые. Иногда на поверхности озов наблюдается маломощный прерывистый покров валунных суглинков.

Второй генетической группой верхнечетвертичных (верхнеплейстоценовых) отложений являются морские образования каргинской морской трансгрессии. Эти отложения покрывают всю центральную и северо-восточную часть острова ниже абсолютных отметок 100 м и представлены горизонтальноослоистыми пластичными глинами серого и синевато-серого цвета, супесями, мелкозернистыми песками. Нередко встречаются разнозернистые гравийные пески. Глины содержат фауну хорошей сохранности *Astarte*

borealis (Chemn.), *Astarte crenata* (Gray), *Cyrtodaria kurriana* (Dunker), *Saxicava arctica* L. Интересно, что авторы отмечают частые постепенные переходы между морскими слюистыми суглинками и мореной верхнечетвертичного оледенения. Местами между ними наблюдается четкий разрыв. Рассматриваемые осадки характеризуются следующими спорово-пыльцевыми комплексами: споры — 35—52%, пыльца древесных пород — 31—40%, пыльца травянистых растений — 16—32%; среди пыльцы древесных растений преобладает пыльца *Betula* sec. Albae — до 58%, *Pinus* cf. *silvestris* — 17—32%, *Betula* sec. Nanae — до 17% (в нижних горизонтах разреза), *Picea* — не более 14%, *Alnus* 4—10%. Средняя мощность отложений составляет около 10—15 м; лишь на мысе Гомса-Сале встречены горизонтальнослоистые разнородные пески мощностью около 30 м.

Нерасчлененные верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) — современные (голоценовые) отложения залегают на высотах от 20 до 60 м, окаймляя широкой полосой почти все побережье. Ширина этой полосы колеблется от 2—3 до 15 км, достигая максимума на юге острова. Отложения представлены морскими серыми и синевато-серыми глинами, серыми и буровато-серыми песками и супесями мощностью около 10 м с раковинами *Astarte borealis* Chemn. и *Tellina ballica* L. В спорово-пыльцевом спектре из этих отложений преобладает пыльца древесных пород (45%). Пыльца травянистых растений составляет 13%, споры 41%. Среди пыльцы древесных растений доминирует пыльца *Betula* sec. Albae — 71%, около 23% составляет пыльца хвойных (главным образом, сосны и в значительной степени пихты и сибирского кедра), около 4% приходится на пыльцу ольхи.

Современные (голоценовые) отложения представлены крупноглыбовым пойменным и русловым аллювием, реже песчаными аллювиальными фациями. В приустьевых частях рек наблюдаются своеобразные аллювиально-морские иловатые пески и глины. Морские отложения, слагающие пляжи, бары, пересыпи, косы и низкие аккумулятивные морские террасы, представлены серыми горизонтальными и косослоистыми галечниками, крупно- и среднезернистыми песками, иногда гравийными песками. Они содержат остатки современных морских моллюсков: *Astarte borealis* (Chemn.), *A. crenata* (Gray), *Serripes groenlandicus* (Chemn.), *Mytilus edulis* L., *Buccinum undatum* L., *Neptunea antiqua* (L.), *N. borealis* (Phill.), *Balanus balanus* L. Видимые мощности описанных образований составляют не более 3 м.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в строении четвертичных отложений Вайгача остается еще очень много неясного. По-видимому, остров был целиком захвачен последним оледенением, но, каков был характер этого оледенения, трудно сказать. Четвертичные отложения на Вайгаче имеют ледниково-морское происхождение, а не чисто ледниковое, как предполагал В. С. Енокян, вслед за П. В. Виттенбургом. Это подтверждается данными о частых постепенных переходах между морскими глинами и мореной. На это же указывает высокое положение точек находок морской фауны. С другой стороны, морфологический облик центральных частей острова свидетельствует о весьма активной недавней ледниковой экзарации. Интересно, что участки наибольшей экзарации приурочены к северо-восточной и западной частям острова, причем в большинстве случаев к районам, лежащим выше 100 м над уровнем моря. Возникает предположение, что эти участки были единственными участками суши в период последнего оледенения острова.

МАГМАТИЗМ

Магматические образования широко развиты на Вайгаче и Новой Земле, особенно в районе от пролива Костин Шар до 76° с. ш. Они встречаются преимущественно в виде пластовых интрузий и покровов пород спилито-диабазовой формации. Гораздо реже наблюдаются пирокластические образования того же состава. На Новой Земле находятся небольшие массивы, сложенные гранитоидами, и мелкие инфицированные тела гипербазитов.

Изверженные породы изучались многими геологами. Наиболее полные сведения были получены в результате исследований Ю. С. Бушканец, Н. П. Голованова, К. К. Демокидова, М. М. Ермолаева,

А. В. Лоскутова, Н. Н. Мутафи, Г. Г. Николаевой, Б. С. Романовича, В. В. Чернышева, О. Хольтедаля и др.

Собранные материалы дают возможность выделить на рассматриваемой территории два тектоно-магматических цикла: каледонский (кембрийско-среднедевонский) и герцинский (позднедевонско-раннеюрский). Циклы разделяются на фазы, отличающиеся по возрасту и характеру магматической деятельности.

Извержения основной магмы происходили в кембрийском и силурийском периодах и особенно интенсивно в позднем девоне. Внедрения кислой магмы имели место главным образом в среднедевонскую эпоху, частично в позднепермское — раннетриасовое время и в конце триасового — начале юрского периодов.

Каледонский цикл

С каледонским циклом связано формирование кембрийского интрузивно-эффузивного комплекса пород спилито-диабазовой формации, силурийских вулканических пород и среднедевонских интрузий гранитоидов.

Кембрийская фаза

Кембрийский магматический комплекс развит в районе Карских Ворот и характеризуется преобладанием вулканогенных образований, тогда как интрузивные породы слагают лишь отдельные, более крупные тела.

Современное состояние научных знаний об изверженных породах указанного района во многом основано на данных Н. П. Голованова, полученных в 1955 г.

Вулканические породы. Эти образования чередуются с песчаниками и алевролитами, вместе с которыми они слагают верхнюю пачку кембрийской толщи, имея подчиненное значение в разрезе. Мощность вулканогенно-терригенной пачки 700 м.

Рассматриваемые породы представлены туфами альбитофиров, туфами порфиритов и приуроченными к более высоким частям стратиграфического разреза порфиритами. В небольшом количестве отмечены спилиты. Мощность слоев туфов обычно не превышает 1 м. Изредка наблюдаются пачки пирокластических пород мощностью до 10 м. Порфириты залегают в виде лавовых покровов мощностью 1—2 м.

Во многих случаях вулканические породы метаморфизованы и почти не отличаются от парасланцев, вследствие чего их магматогенная природа устанавливается лишь при микроскопическом изучении.

Туфы альбитофиров имеют псаммито-псефитовую литокластическую структуру, где преобладают обломки эффузивных пород, состоящих главным образом из микролитовой основной массы альбитофиров. Иногда встречаются зерна кварца и плагиоклаза, обломки кремнистых и серицито-хлоритовых сланцев. Цемент кремнисто-хлоритовый.

Туфы основных эффузивов по структуре сходны с альбитофировыми туфами. Сложены преимущественно обломками пород с гиалопилитовой структурой в виде основного стекла, включающего микролиты плагиоклаза и кристаллиты цветного минерала. Цемент образуют хлорит, биотит и реликты стекла.

Порфириты характеризуются порфириковой структурой. Вкрапленники, нацело замещенные серпентином, хлоритом и кварцем, заключены в основную массу — тонкозернистый агрегат хлорита и кальцита. Местами в ней наблюдаются реликты стекла и микролиты сосюрити-

зированной плагиоклаза. Структура основной массы — гиалопилитовая, гиалотакситовая и микроофитовая.

Интрузивные породы. Во время кембрийской фазы произошло внедрение диабазов, слагающих силлы мощностью обычно от нескольких метров до 50—60, максимум до 150 м, а также дайки мощностью не свыше 10—15 м. Среди диабазов выделяются метаморфизованные, чаще встречающиеся и нормальные, причем те и другие обладают офитовой и пойкилоофитовой структурами.

Метаморфизованные диабазы состоят в основном из альбитизированного и сосюритизированного плагиоклаза и сильно измененного авгита. Альбитизация обычно сопровождается образованием хлорита и минералов группы эпидот-цоизита. Кроме того, отмечены случаи, когда по плагиоклазу развиты пренит и карбонаты. Авгит замещен актинолитом, тремолитом, роговой обманкой и в меньшей степени эпидотом, цоизитом и клиноцоизитом. Изредка наблюдаются метаморфизованные диабазы с кварцем и микропегматитом.

Аналогичный состав имеют габбро-диабазы на о. Стодольского, приуроченные к внутренним частям пластовой интрузии мощностью 150 м.

Нормальные диабазы сложены плагиоклазом (лабрадором и андезином), авгитом и роговой обманкой. В незначительных количествах присутствуют биотит, хлорит и рудные минералы. Среди неизменных диабазов иногда встречаются разновидности, содержащие оливин, замещенный чаще всего серпентином, реже хлоритом, антигоритом и тремолитом.

В эндоконтактных зонах кембрийских интрузий находятся диабазы с апоинтерсертальной структурой, порфириды и эпидозиты. Песчаники и алевролиты около интрузий превращены в микрокварциты и роговики. Мощность экзоконтактных зон от 10 см до 1—2 м.

Описанные интрузии расположены только в кембрийских образованиях и дислоцированы вместе с ними, скорее всего, вследствие предордовикского тектогенеза, что позволяет считать данные магматические тела кембрийскими. Этому заключению не противоречит наличие в районе пролива Карские Ворота очень небольшой интрузии габбро, внедрившейся в нижнеордовикские отложения на о. Цветном. Судя по составу и условиям залегания, она, по-видимому, связана с другим этапом магматической деятельности.

Силурийская фаза

На западном побережье Новой Земли между проливом Маточкин Шар и р. Митюшихой Н. Н. Мутафи в 1934 г., а В. И. Бондарев и др. в 1955 г. нашли в толще силурийских отложений редкие маломощные покровы сильно метаморфизованных спилитов, базальтовых порфиридов и сильно измененных диабазовых туфов.

Спилиты характеризуются интерсертальной структурой с почти нацело раскристаллизованным и хлоритизированным базисом. Иногда встречаются миндалины, сложенные хлоритом и кальцитом. Спилиты часто превращены в кальцит-хлоритовые, кварц-хлоритовые и хлорит-тремолитовые сланцы.

Базальтовые порфириды имеют порфировую структуру, в которой среди микрозернистой основной массы расположены мелкие вкрапленники альбит-олигоклаза.

Среднедевонская фаза

В среднедевонскую эпоху сформировались самые крупные на Новой Земле интрузии гранитоидов, сопровождаемые многочисленными жилами различного состава. Изверженные породы рассматриваемой фазы обнаружены в двух районах: между проливом Маточкин Шар и губой Митюшихой и около губы Северная Сульменева. В первом районе гранитоидами сложены (с севера на юг) гора Приметная, массив Митюшев Камень (рис. 33), гора Запасова и гора Литке, детально изученные Н. Н. Мутафи (1941). Гранитные массивы Митюшева Камня и горы Приметной являются частями одного батолита или крупного штока с длиной выхода в 26 км при ширине до 7 км. Интрузии горы Запасова и горы Литке представляют собой лакколи-



Рис. 33. Гранитный массив Митюшев Камень. Фото Б. С. Романовича

тообразные тела. На горе Запасова граниты прослеживаются вдоль берега моря на расстоянии около 5 км. Выход интрузий горы Литке занимает площадь примерно 17 км². Вмещающими породами всех упомянутых интрузий являются нижнепалеозойские, силурийские и нижнедевонские отложения.

Н. Н. Мутафи (1941) выделил гнейсовидные и нормальные граниты и такие же разновидности гранодиоритов.

Гнейсовидные граниты слагают краевые зоны Митюшева Камня, горы Литке и большую часть горы Приметной. Породы — крупнозернистые, серовато-зеленого и серого цвета, характеризуются гнейсовидной текстурой, состоят из кварца, плагиоклазов (от альбит-олигоклаза до олигоклаз-андезина) и калиевого полевого шпата, представленного в основном микроклином, реже ортоклазом. В меньших количествах присутствуют биотит, мусковит, роговая обманка и вторичные минералы: хлорит, эпидот, цоизит и другие.

Гнейсовидные гранодиориты, встречающиеся довольно редко, сложены деформированным кварцем, сильно измененным олигоклаз-андезином, биотитом, амфиболом и калиевым полевым шпатом (в подчиненном количестве). Отмечены вторичные минералы из группы эпидот-цоизита, хлорит и серицит.

Нормальные граниты Н. Н. Мутафи разделил на микроклиновые, аляскитовые, плагиоклазовые и биотитовые. Наиболее распространены щелочные граниты, другие разновидности встречаются гораздо реже.

Микроклиновые граниты широко развиты в массиве Митюшев Камень, лакколите горы Запасова и слагают значительную часть гор Приметной и Литке. Эти породы представляют собой крупнозернистые зеленовато-серые и розовато-серые породы, обладающие катакlastической структурой, с реликтами порфиоровидной. Они состоят из кварца, микроклин-пертита и небольшого количества плагиоклаза.

Из вторичных минералов встречаются главным образом хлорит и кальцит.

Гранодиориты приурочены преимущественно к периферическим частям массивов. Минеральный состав гранодиоритов следующий: кварц, калиевый полевой шпат, зеленая роговая обманка, которая интенсивно замещается хлоритом, плагиоклаз, близкий к андезину, обычно превращенный в агрегат серицита, эпидота, цоизита и хлорита, вторичный альбит в виде крупных идиоморфных кристаллов. Породы имеют гибридный характер и, по всей вероятности, образовались за счет ассимиляции вмещающих пород гранитной магмой. Гранодиориты в той или иной степени метаморфизованы и местами превращены в амфиболо-хлоритовые сланцы.

На основании химических анализов Н. Н. Мутафи (1941) отметил следующие особенности описанных гранитоидов по сравнению с обычными: повышенное содержание кремнекислоты, весьма бедное содержание железа и магния, резко преобладающее над натрием количество калия. Последнее не относится к плагиоклазовым гранитам, для которых характерно обратное соотношение.

С гранитоидами связаны штоки и дайки гранит-порфиров, а также аплитовые, пегматитовые, лампрофировые и кварцевые жилы.

Гранит-порфиры наиболее часто залегают среди верхнесилурийских отложений восточнее Митюшева Камня, где они изучались в 1955 г. В. И. Бондаревым и др. Здесь гранит-порфиры образуют цепочку небольших штоков, каждый размером 120×60 м. Породы имеют порфировую структуру с фельзитовой основной массой; вкрапленники, представленные кварцем и альбитом, очень мелкие.

Аплитовые жилы расположены в периферических частях гранитных массивов. Имеют мощность от 0,5 до 3 м, сложены в основном альбитом и кварцем, в меньшем количестве присутствует микроклин. Из цветных минералов чаще всего наблюдается мусковит. Структура пород аллотриоморфная или микропегматитовая.

Пегматитовые жилы находятся преимущественно на горах Приметной и Запасава. Мощность их не превышает 2—3 м. Формы и условия залегания жил весьма разнообразны. Главными породообразующими минералами являются ортоклаз, альбит, кварц, микроклин, биотит и мусковит. Б. С. Романович в 1947 г. на южном берегу залива Енисей обнаружил пегматитовые жилы с большим содержанием карбонатов.

Лампрофировые жилы встречаются редко. Сложены они сильно измененными микродиоритами и минеттами.

Кварцевые жилы распространены очень широко как в периферических частях массивов, так и во вмещающих породах. Нередко имеют неправильную форму, при этом в раздувах их мощность достигает 2—2,5 м. Помимо кварца в жилах в небольшом количестве присутствуют кислые плагиоклазы, калиевый полевой шпат и мусковит; иногда в виде вкрапленников и гнезд встречаются рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит и сфалерит.

В эндоконтактах граниты мелкозернистые и обогащены цветными компонентами. Экзоконтактовые зоны, имеющие ширину до 100 м, сложены роговиками, мраморами и амфиболитами. Широко развиты тектонические контакты, в которых находятся тектонические брекчии и милониты.

Возраст гранитоидов устанавливается на основании следующих данных. Интрузии прорывают верхнесилурийско-нижнедевонскую карбонатную толщу, а на размытой поверхности гранитных массивов залегают терригенные породы, относимые к эйфельскому ярусу. Среди

последних встречены конгломераты с галькой гранитов, сходных с гранитами Митюшева Камня. Кроме того, гранитные интрузии рассекаются серией диабазовых даек, видимо, раннефранского возраста. Указанные факты свидетельствуют о том, что внедрение кислой магмы, вероятнее всего, происходило в начале среднедевонской эпохи. Сначала сформировались гнейсовидные, а затем нормальные граниты, причем, как полагал Н. Н. Мутафи (1941), инъекции магмы не разделялись длительным перерывом.

В районе губы Северная Сульменова Г. Д. Беляков и Ю. С. Бушканец в 1950 г. нашли гранодиориты и кварцевые гнейсо-диориты, слагающие два штокообразных тела, обнаженных на площади 3 км² и 1 км².

Гранодиориты и кварцевые гнейсо-диориты — серые среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой, кристаллобластовой и катакластической структурами. Состоят преимущественно из андезина, почти нацело замещенного серицитом и сосюритом, кварца, роговой обманки и биотита.

Рассматриваемые породы расположены среди верхнесилурийских известняков. По условиям залегания, составу и характеру изменения сходны с некоторыми из вышеописанных раннедевонских изверженных пород. Поэтому они относятся к той же фазе магматической деятельности.

Герцинский цикл

Во время герцинского цикла появился позднедевонский эффузивно-интрузивный комплекс пород спилито-диабазовой формации и внедрились гранитоиды позднепермского — раннетриасового и поздне триасового — раннеюрского возраста.

Позднедевонская фаза

Начало позднего девона ознаменовалось магматической деятельностью, которая закончилась в первой половине франского века. Она проявилась в образовании интрузивных, эффузивных и пирокластических пород основного состава. Магматизм данной фазы по интенсивности оставляет далеко за собой извержения всех других магматических этапов.

Интрузивные породы. Внедрившиеся породы представлены почти исключительно базитами и только иногда встречаются породы ультраосновного состава. Основные интрузии залегают преимущественно в девонских отложениях, менее часто среди силурийских образований и еще реже в нижнепалеозойских толщах; обычно, кроме кембрийских диабазовых массивов около пролива Карские ворота, они считаются комагматическими с эффузивами раннедевонского возраста.

Наиболее благоприятной средой для проникновения основных магматических расплавов явились сланцевые и песчанико-сланцевые толщи доверхнедевонского возраста, что в определенной мере контролирует распространение базитов на Новой Земле и Вайгаче, за исключением северной части Новой Земли, где, несмотря на широкое развитие указанных толщ, лишь в районе мыса Сахарова обнаружены дайки диабазов.

Самая распространенная форма залегания раннедевонских интрузивных пород — силлы, иногда встречаются дайки, линзовидные тела, небольшие штоки и жилы. Некки насчитываются единицами. Пластовые интрузии образуют серию залежей, разделенных маломощными

пачками осадочных пород. Мощность силлов обычно не превышает нескольких десятков метров, но в отдельных случаях достигает 200 м и более. По простиранию пластовые интрузии иногда прослеживаются на десятки километров. Самый крупный диабазовый массив, расположенный между ледником Медвежьим и заливом Чекина, имеет длину



Рис. 34. Пластовые интрузии диабазов на западном побережье губы Белужьей. Фото Б. С. Романовича

около 60 км. Из несогласных интрузий чаще всего наблюдаются дайки мощностью от нескольких до 40—60 м.

Интрузии позднедевонской фазы сложены диабазами, габбро-диабазами, альбитизированными и оливиновыми разностями этих пород и пикритами.



Рис. 35. Выход диабазов около р. Промысловой. Фото Б. С. Романовича

Диабазы образуют самостоятельные тела или находятся в периферических частях габбро-диабазовых массивов (рис. 34, 35). Окраска диабазов серая или зеленовато-серая. Они обладают мелко- и среднезернистой офитовой либо пойкилоофитовой структурой; состоят из основного плагиоклаза, чаще всего лабрадора, авгита и амфибола тремолит-актинолитового ряда, в небольшом количестве присутствуют бурая роговая обманка, лейкоксен, карбонаты, минералы группы эпидот-цоизита, кварц, рудные минералы. Иногда в диабазах наблюдается

порфировидная структура, при которой более крупные кристаллы авгита и плагиоклаза находятся среди мелкозернистой основной массы. На горе Геффера (район средней части пролива Маточкин Шар) обнажаются диабазы с очень большими (до 5 см длиной) кристаллами плагиоклаза и авгита, что позволило назвать их диабаз-пегматитами. Изредка встречаются кварцевые диабазы.

Габбро-диабазы редко слагают самостоятельные интрузии. В отличие от диабазов они более крупнозернистые. Цвет пород зеленовато-серый. Структура преимущественно габбро-офитовая, иногда габбровая и пойкилоофитовая. Минеральный состав следующий: лабрадор, авгит, минералы группы эпидот-цоизита, хлорит, лейкоксен, рудные минералы.

Очень часто главные минералы диабазов и габбро-диабазов изменены вследствие сосюритизации плагиоклазов, хлоритизации авгита, изредка плагиоклаза, замещения пироксена амфиболом, иногда иддингситом. Амфибол чаще всего является продуктом изменения авгита и сам переходит в хлорит. Кроме того, наблюдается эпидотизация, местами довольно значительная, как например, в диабазах около пролива Костин Шар.

Альбитизированные диабазы широко развиты в средней части Новой Земли и на Вайгаче, что позволяет их выделить в особую группу пород, характерную для данного региона. В этих породах благодаря автометаморфизму плагиоклаз деанортитизирован и замещен агрегатом альбита, сосюрита и цоизита. В остальном они подобны вышеописанным диабазам.

Оливиновые диабазы и габбро-диабазы не имеют большого распространения. Они являются переходными разностями к ультраосновным породам (пикритами). Остатки оливина обнаруживаются в исключительных случаях. Обычно он представлен псевдоморфозами, состоящими из хлорита, серпентина и актинолита.

Пикриты встречаются довольно редко, причем главным образом в сложных интрузиях либо в их средней части, либо у подошвы. Породы мелкозернистые, темно-зеленого, почти черного цвета. По структурным особенностям выделяются пикриты с гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой и порфировидной структурами. Первичные минералы (в первую очередь оливин и пироксен) почти не сохраняются и замещены хлоритом, серпентином, актинолитом и антигоритом.

Породы позднедевонских интрузий нередко изменены автометаморфическими и динамотермальными процессами до такой степени, что первичные минералы совершенно не сохранились. В таких случаях о прежнем составе можно судить по сохранившимся структурам и породы получают наименование метадиабазов, метапикритов и т. п. Иногда метаморфизм заходит очень далеко — породы превращаются в зеленокаменные сланцы с реликтами первоначальных структур.

Эндоконтактовые изменения основных и ультраосновных пород выражены тем, что породы около контактов часто становятся более мелкозернистыми, иногда приобретают порфировидную структуру и характеризуются широким проявлением автометаморфических процессов. Ширина зоны приконтактовых изменений в изверженных породах не превышает 3—4 м. Вмещающие породы изменены на большем расстоянии (до нескольких десятков метров), но метаморфизм обычно выражен слабо и проявляется в ороговикании глинистых сланцев и песчаников, а также в незначительной мраморизации известняков. В экзоконтактовых карбонатных породах встречаются новообразования тремолита и альбита, в глинистых сланцах — эпидота и пренита.

Эффузивные породы. Эти образования также имеют основной состав. Залегают они в виде покровов мощностью от нескольких до 300—500 м и иногда занимают площадь в несколько сот квадратных километров. Самые крупные покровы отмечены в районе ледников Пенка (массив Черный Камень), вблизи пролива Костин Шар, между губой Белужьей и р. Миллера, около залива Незнаемого и у губы Машигиной.

Среди эффузивных пород наиболее распространенными являются диабазы, оливиновые диабазы, спилиты, миндалекаменные диабазы и базальтовые порфириты. Реже наблюдаются шаровые лавы (рис. 36)



Рис. 36. Шаровые лавы в восточной части массива Черный Камень. Фото Б. С. Романовича

и гиаобазальты. Окрашены породы главным образом в серые и зеленые тона.

Миндалекаменные диабазы и спилиты располагаются преимущественно в верхних частях магматических тел. Оливиновые диабазы нередко концентрируются в нижней части покровов, вследствие гравитационной дифференциации, причем в массиве Черный Камень этот процесс привел к образованию пород перидотитового облика. В ряде случаев внутренние части покровов характеризуются увеличением зернистости пород.

Приконтактные изменения у подошвы покровов выражены очень слабо. В эндоконтактах встречаются базальтовые порфириты, а в экзоконтактах наблюдается ороговикование кварцсодержащих пород и мраморизация известняков.

Диабазы и оливиновые диабазы, слагающие покровы, по составу структурам и характеру изменений аналогичны таковым в интрузивных телах.

Спилиты имеют главным образом спилитовую структуру и состоят преимущественно из лейст плагиоклаза, интерстиции между которыми заполнены мелкозернистым агрегатом хлорита, кальцита и альбита.

Миндалекаменные диабазы отличаются от вышеуказанных нормальных диабазов и спилитов наличием миндалин до 5—8 мм в поперечнике. Миндалины сложены кальцитом, хлоритом, халцедоном и эпидотом.

Базальтовые порфириты обладают порфировой структурой. Вкрапленники представлены альбитом, реже авгитом, обычно замещенными

вторичными минералами. Основная масса (с микрофитовой и гипокристаллической структурой) сильно хлоритизирована.

Шаровые лавы находятся в массиве Черный Камень, на полуострове Медном, у губы Машигина и других местах. Сфероиды шаровых лав величиной до 0,5 м в поперечнике, сложены базальтовыми порфиридами. Промежутки между сфероидами заполнены гиалобазальтами или базальтовыми порфиридами.

Гиалобазальты имеют незначительное распространение на полуострове Медном и в массиве Черный Камень. Породы обычно сравнительно свежего облика. Структура их гиалиновая в виде раскристаллизованного измененного стекла с микролитами и лейсточками плагиоклаза и пироксена.

Пирокластические породы. Эти образования часто тесно ассоциируются с покровами эффузивов. Наиболее распространены они на западном побережье Новой Земли от губы Машигина до губы Архангельской, где достигают мощности 300 м.

Пирокластические породы представлены туфобрекчиями, агломератовыми туфами и туфами с меньшей величиной обломков. Цвет пород преимущественно зеленовато-серый, но нередко наблюдаются и другие тона, в том числе красные.

Туфобрекчии состоят из обломков, размером до 7 см, порфиритов, спилитов и основных туфов, сцементированных более мелкозернистым материалом. Количество обломков составляет до 70—90% породы.

Агломератовые туфы отличаются от туфобрекчий присутствием аллотигенных обломков: глинистых и углистых сланцев, песчаников, известняков и кварца.

Остальные туфы рассматриваются в литературе под разными наименованиями (зернистые, пепловые и др.). В основном это средне- и мелкообломочные туфы лито-кристаллокластического состава с величиной обломков от 2 до 0,001 мм. Тонкозернистый материал пирокластических пород обычно хлоритизирован и карбонатизирован.

А. В. Лоскутов и О. Г. Шулятин в 1956 г. обобщили данные 85 химических анализов основных и ультраосновных изверженных пород Новой Земли, относящихся к позднедевонской фазе. В результате по химическому составу были выделены три отчетливые группы пород: диабазы, габбро-диабазы и пикриты. Следует отметить, что первые две группы пород в определенной мере названы условно, так как для многих проанализированных образцов не было проведено количественно-минералогического исследования. Средние химические составы названных групп пород и их пересчеты показаны в табл. 6.

На основании петрохимических и петрографических данных А. В. Лоскутов и О. Г. Шулятин пришли к выводу, что автотематоморфические изменения происходили двумя путями. В одних случаях увеличивались содержание кремнезема и щелочей и, может быть, частичный вынос оснований (альбитизация). В других случаях за счет выноса щелочей резко повышалась роль катионов алюминия, магния и кальция (образование цоизит-эпидотовых минералов и основного плагиоклаза с выносом альбитовой молекулы).

Средний химический состав новоземельских базитов, отвечающий среднему составу магматического расплава, указан в табл. 7.

Эти данные близки к соответствующим показателям анализов габброидов, приведенным в известных сводках Р. О. Дели, А. Н. Заварицкого и Е. А. Кузнецова. Основным отличием является несколько пониженное содержание кремнекислоты при большем количестве магния.

Средние химические составы новоземельских основных и ультраосновных пород и данные их пересчета

Породы		Компоненты											П. п. п.	Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O			
Диабаз	Вес. %	47,99	1,80	15,03	3,70	8,27	0,2	6,68	8,90	2,52	0,63	4,09	99,81	
Габбро-диабаз		44,08	1,08	15,99	3,89	7,75	0,13	10,32	10,23	2,20	0,62	3,90	100,19	
Пикрит		37,87	0,58	8,21	4,41	7,88	0,20	27,19	4,5	0,22	0,16	8,67	99,89	

Числовые характеристики

Породы	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	φ	<i>Q</i>
Диабаз	6,5	7,2	27,7	58,6	42,3	42,8	14,9	87,0	2,8	11,9	-3,0
Габбро-диабаз	5,8	8,2	33,7	52,4	32,7	53,4	13,9	85,5	1,87	10,0	14,85
Пикрит	0,6	4,8	54,0	40,6	19,9	79,5	0,6	60,0	1,3	6,6	-24,8

Число катионов элементарной ячейки пород

Породы	Число катионов элементарной ячейки									
	Si	Ti	Al	Fe ^{III}	Fe ^{II}	Mn	Mg	Ca	Na	K
Диабаз	48,4	1,5	17,8	2,8	7,0	0,2	10,1	9,6	4,9	0,7
Габбро-диабаз	44,7	0,8	19,1	2,9	6,6	0,1	15,6	11,1	4,3	0,7
Пикрит	41,0	0,5	10,4	3,6	7,1	0,2	43,8	5,2	0,4	0,3

Таблица 7

Средний химический состав новоземельских основных пород

Химический состав		Числовые характеристики	Число катионов элементарной ячейки
Компоненты	Вес. %		
SiO ₂	46,03	$a = 6,1$	Si 46,7
TiO ₂	1,44	$c = 7,7$	Ti 1,1
Al ₂ O ₃	15,51	$b = 30,7$	Al 18,5
Fe ₂ O ₃	3,79	$s = 55,5$	Fe ^{III} 2,9
FeO	8,01	$f' = 37,5$	Fe ^{II} 6,7
MnO	0,16	$m' = 48,1$	Mn 0,1
MgO	8,50	$c' = 14,4$	Mg 12,8
CaO	9,56	$n = 86,2$	Ca 10,8
Na ₂ O	2,36	$t = 2,3$	Na 4,6
K ₂ O	0,62	$\varphi = 10,95$	K 0,7
П.п.п.	8,99	$Q = -8,9$	
Сумма	99,97		

Позднепермская — раннетриасовая фаза

К этой фазе относятся граниты в районе губы Южная Сульменева, граниты и гранит-порфиры на южном побережье губы Крестовой, граносиениты около губы Северная Сульменева и, возможно, плагиограниты в сложной интрузии горы Черной (район залива Циволько).

Граниты в районе губы Южная Сульменева, детально изученные А. В. Лоскутовым и О. Г. Шулятиным в 1956 г., образуют два штокообразных тела среди верхнесилурийских отложений. Один выход гранитов занимает площадь в 15 км², другой приблизительно 2 км². Вторая интрузия сопровождается большим количеством мелких гранитных жил мощностью обычно 0,5—1, изредка до 10—20 м. Граниты изменены динамометаморфическими процессами, благодаря чему разделяются на катаклазированные и милонитизированные.

Катаклазированные граниты — серые и зеленовато-розовые породы, нередко со сланцеватой и крупноочковой текстурами. Из структур наиболее часто наблюдаются крупнозернистые катакластическая и порфирокластическая. Количественно-минеральный состав крайне непостоянен. В основном породы состоят (в убывающем количестве) из микропертита, кварца, плагиоклаза, биотита и мусковита; вторичными минералами являются серицит, хлорит и карбонаты.

Химический анализ показал, что катаклазированные граниты по сравнению с нормальными гранитами имеют повышенное содержание кремнекислоты, сильно пересыщены глиноземом и характеризуются преобладанием калия над натрием.

Милонитизированные граниты — тонкорассланцованные серые и зеленовато-серые породы, которыми сложены почти все упомянутые выше гранитные жилы. Структура пород blastsмилонитовая. Они состоят главным образом из микроклина, кварца, альбита и биотита.

Часто присутствуют гранат, апатит, турмалин, флюорит, сфен, лейкоксен и рутил. По химическому составу милониты тождественны катаклазитам.

Контактные изменения в значительной степени замаскированы региональным динамометаморфизмом. В эндоконтактах граниты переходят в кварцевые порфиры с вкрапленниками кварца и изредка левого шпата. Основная масса порфиритов состоит из чешуек сери-

цита. В экзоконтактах находятся кварц-биотит-серицитовые роговики и скарнированные известняки с диопсидом, амфиболом, цоизитом, альбитом, турмалином и сфеном.

Нижняя возрастная граница интрузий устанавливается на основании того, что они прорывают верхнесилурийские отложения и включают ксенолиты диабазов, которые не могут быть моложе позднего девона. Граниты подверглись региональному динамометаморфизму, в то время как изверженные породы позднетриасовой — раннеюрской фазы не несут следов катаклаза. Таким образом, внедрение гранитов, вероятнее всего, связано с пермо-триасовым тектогенезом. Об этом также свидетельствует определение их абсолютного возраста, произведенное Н. И. Полевой калий-аргоновым методом, показавшее 240—250 млн. лет, что указывает на границу перми и триаса.

На мысе Жилом (южный берег губы Крестовой) Г. Д. Беляков и Ю. С. Бушканец в 1955 г. обнаружили шток, размером около 0,2 км², внедрившийся в верхнесилурийские отложения. Шток сложен серыми и зеленовато-серыми гранитами и гранит-порфирами. Юго-восточнее указанного пункта аналогичные породы залегают в виде жил, рассекающих верхнесилурийские и среднедевонские отложения. Мощность жил до 15 м.

Граниты и гранит-порфиры очень сильно огнейсованы, часто имеют очковую текстуру и внешне весьма похожи на сланцы. Структура пород катакластическая, иногда бластомилонитовая или цементная с реликтами гипидиоморфнозернистой. Породы состоят из кварца, серицита и биотита, образующих мелкозернистый агрегат, среди которого наблюдаются реликты альбита и калиевого полевого шпата.

Поскольку эти граниты и гранит-порфиры прорывают среднедевонские отложения и вследствие метаморфизма не могут быть моложе триасового возраста, они относятся к группе позднепермских — раннетриасовых изверженных пород.

В районе губы Северная Сульменева, по данным Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец, находятся граносиенитовые жилы мощностью до 20 м, прорывающие известняки верхнего силура и диабазы, скорее всего, раннедевонского возраста.

Граносиениты — светло-серые, почти белые, с катакластической, близкой к милонитовой структурой. Сложены преимущественно микроклином, олигоклаз-андезином и кварцем. Темноцветные минералы замещены цоизитом, эпидотом и актинолитом.

Жилы граносиенитов датируются на таких же основаниях, как и вышеописанные интрузии, поздней пермью — ранним триасом.

На южном берегу залива Циволько выходят гранитоиды, слагающие гору Черную. Этот массив, обнаруженный в 1950 г. Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец, имеет в плане округлую форму размером 5×4 км. Магматическое тело является сложным штоком, строение которого недостаточно выяснено вследствие мелкомасштабного характера исследований. Интрузия прорывает девонские отложения. Она состоит из катаклазированных плагиогранитов и неизменных гранитоидов другого состава. Плагиограниты, вероятно, позднепермские — раннетриасовые, так как вряд ли значительно отличаются по возрасту от неизменных гранитоидов, которые, по-видимому, образовались во время позднетриасовой — раннеюрской фазы магматической деятельности.

Плагиограниты светло-серого цвета. Состоят из олигоклаза, кварца и биотита. Обладают бетонной структурой — уцелевшие от раздробления зерна плагиоклаза и кварца сцементированы мелкозернистым агрегатом катаклазированных зерен тех же минералов.

Позднетриасовая — раннеюрская фаза

Позднетриасовые — раннеюрские изверженные породы, представленные исключительно гранитоидами, находятся в районе губы Крестовой (на горе Сарычева и около горы Таран), вблизи ледника Рождественского и в массиве горы Черной. Гранитоиды горы Сарычева залегают в виде штока, площадь выхода которого составляет 5 км². Интрузия приурочена к ядру антиклинальной складки, сложенной верхнесилурийскими отложениями. Массив почти целиком состоит из аляскитов. В периферических частях встречаются аляскит-порфиры, образующие зоны шириной 2—3 м. В эндоконтактах и во вмещающих породах находятся аплитовые и кварцевые жилы мощностью от 0,1 до 3 м, генетически связанные с аляскитами.

Аляскиты — розовые и светло-серые порфировидные породы, состоящие главным образом из калиевого полевого шпата, кварца, незначительного количества плагиоклаза, биотита и рудных минералов. Вкрапленники принадлежат микроклину, микроклин-пертиту и кварцу. Наиболее распространенными структурами основной массы являются гипидиоморфнозернистая и микропегматитовая.

Аляскит-порфиры характеризуются кварц-полевошпатовой микрофельзитовой, иногда псевдосферолитовой основной массой с выделениями кварца и реже полевого шпата.

Химический анализ показал, что аляскиты горы Сарычева по сравнению с нормальными гранитами обладают повышенным содержанием кремнекислоты, некоторой пересыщенностью глиноземом, преобладанием количества калия над натрием.

Интрузия внедрилась в глинистые сланцы. На расстоянии 500 м от контакта они превращены в серицито-глинистые сланцы, а вблизи интрузии представлены серицит-хлоритовыми разностями.

Аляскиты не несут следов тектонической обработки и поэтому их возраст устанавливается как мезозойский. Это подтверждается также определением абсолютного возраста аляскитов, который оказался равным 190 млн. лет, что соответствует началу юрского периода (определение возраста сделано Н. И. Полевой калий-аргоновым методом).

Около горы Таран Г. Д. Беляков и Ю. С. Бушканец в 1955 г. среди средне-верхнекаменноугольных известняков встретили крупноглыбовый элювий серых порфировидных гранитов и темно-серых гранит-порфиров, развитый на площади 300 м².

Граниты и гранит-порфиры состоят из калиевого полевого шпата, кварца, альбита и биотита. Гранит-порфиры характеризуются почти афанитовой основной массой с вкрапленниками калиевого полевого шпата.

Вследствие того, что данные породы не катаклазированы, они считаются позднетриасовыми — раннеюрскими. С этим согласуется результат определения их абсолютного возраста — 200 млн. лет, указывающий на конец триасового периода.

У восточного края ледника Рождественского в 1953 г. Б. С. Романович и др. обнаружили шток гранитоидов, прорывающих верхнедевонские отложения. Интрузия, имеющая длину 350—400 м и ширину 150—200 м, сложена лейкократовыми и биотитовыми гранодиоритами, а также биотитовыми плагиогранитами, переходными к гранодиоритам.

Гранодиориты и плагиограниты от желтовато-розового до розовато-красного цвета. Породы мелкозернистые, массивные, с гипидиоморфной, иногда порфировидной структурой. Главные породообразующие минералы: андезин, ортоклаз, микроклин, кварц и биотит. В порфировидных разностях вкрапленники образует плагиоклаз. Часто

наблюдается изменение полевых шпатов, особенно альбитизация и пелитизация.

Воздействие интрузии на вмещающие породы выражено в мраморизации известняков, превращении песчаников в кварциты и окремнении глинистых сланцев.

Гранодиориты прорывают верхнедевонские породы, не метаморфизованы и приурочены к разлому, вероятно, послепермского возраста. Учитывая эти факты и то, что самые молодые интрузии на Новой Земле не древнее ранней юры, гранодиориты, следует считать позднетриасовыми — раннеюрскими.

В характеристике магматизма предыдущей фазы упоминалось о сложной интрузии горы Черной, в строении которой, кроме катаклазированных плагиогранитов, принимают участие неизменные микроклиновые и аплитовидные граниты.

Микроклиновые граниты — серовато-розовые породы, состоящие из микроклина, олигоклаза, кварца, биотита и амфибола. Среди гипидиоморфной основной массы встречаются порфириовидные выделения микроклина. Химическим анализом установлено тождество этих пород с нормальными гранитами.

Аплитовидные граниты светло-серого цвета. Они сложены кварцем, калиевым полевым шпатом и олигоклазом. В небольшом количестве присутствует мусковит.

Граниты горы Черной внедрились в девонские глинистые сланцы и оказали на них очень сильное воздействие: сланцы превращены в кордиеритовые роговики, причем ширина зоны ороговикования 1—2 км. В роговиках отмечено присутствие кордиерита, диопсида, плагиоклаза (андезин-лабрадора), гиперстена, роговой обманки и биотита. Структура пород роговиковая.

В массиве горы Черной микроклиновые и аплитовидные граниты в отличие от плагиогранитов не подвергались тектонической обработке. Вследствие этого можно предполагать, что интрузия начала формироваться в пермо-триасовое время и окончательно консолидировалась в позднетриасовую или раннеюрскую эпоху.

ТЕКТОНИКА

Еще в прошлом веке было установлено сходство геологического строения Новой Земли, Вайгача, Пай-Хоя и Урала. По мере изучения общие черты в их тектонике становились все яснее и выявлялись особенности каждого из них. Аналогия в строении позволила объединить все структуры в одну тектоническую единицу — Урало-Новоземельскую складчатую область герцинского возраста. Вследствие специфических особенностей, северная часть этой области, включающая структуры Пай-Хоя, Вайгача и Новой Земли, выделена как Пайхойско-Новоземельская складчатая система. Она отличается от Уральской складчатой системы отсутствием мио- и эвгеосинклинальных зон, краевых поднятий, сланцевых синклиналий, а также связанных с поперечными тектоническими швами поднятий и зон виргации складок. Зато в Пайхойско-Новоземельской складчатой системе существует крупный поперечный прогиб, не имеющий видимой связи с разломами; помимо линейной зональности, характерной для Урала, существенная роль принадлежит поперечной структурно-фациальной зональности, причем в каждой зоне свое общее простирание структур; наблюдаются крупные кулисообразные складки; формирование структурных ярусов происходило в иной палеогеографической обстановке; широко развиты внутренние впадины, заполненные пермскими отложениями.

Магматическая деятельность геосинклинального типа в Пайхойско-Новоземельской складчатой системе проявилась гораздо слабее, чем в Уральской, и закончилась позднее: не в нижнепермскую эпоху, а в конце перми — начале триаса. На Новой Земле, так же как на Урале, в приосевой части складчатой системы проходит Главный (самый крупный) разлом, но с менее ярко выраженными признаками глубинного разлома. Этот разлом прослеживается на побережье Баренцева моря на расстоянии около 900 км от залива Иностранцева до губы Саханина. Выделен он по зафиксированным разрывным нарушениям, полосе разновозрастных интрузий и ряду других признаков.

Формирование Пайхойско-Новоземельской складчатой системы определялось характером догерцинских структур в ее основании и в значительной степени контролировалось прилегающими к ней платформами. Последние около Новой Земли и Вайгача скрыты под водами Баренцева и Карского морей и до недавнего времени представляли собой области совершенно неясного строения в отношении которых высказывались различные гипотетические предположения. Сейчас благодаря работам главным образом Научно-исследовательского института геологии Арктики основные черты строения дна морей, окружающих Новую Землю и Вайгач, представляются в следующем виде (конечно, с известной долей условности).

На западе расположены Баренцевская платформа и Печорская глыба Русской платформы. Они разделены Норвежско-Баренцевской системой каледонид, где складчатые движения закончились в позднекаледонское (преддевонское) время, что привело к образованию единой платформы. Между Баренцевской платформой и герцинскими структурами Новой Земли находится Предновоземельский краевой прогиб, сменяющийся на юге (в районе Печорского моря) краевым швом.

Складчатые сооружения Новой Земли и Вайгача с востока ограничены глубинным разломом, отделяющим их от Карской плиты, для которой характерен мощный мезозойско-кайнозойский чехол.

Норвежско-Баренцевские каледониды в центральной части Баренцева моря разделяются на две складчатые зоны, фрагменты которых обнажаются на суше среди герцинских структур Пайхойско-Новоземельской складчатой системы, формировавшихся частично или целиком в пределах каледонской геосинклинальной области.

Докембрийская история развития земной коры на месте Пайхойско-Новоземельской складчатой системы неизвестна. Общая картина развития геосинклинали в палеозое достаточно отчетлива, хотя некоторые черты остаются неясными, в первую очередь из-за условности ряда стратиграфических границ. Геосинклинальная стадия развития разделяется на два этапа: каледонский и герцинский, окончательно закончившийся в раннетриасовую эпоху. Затем началась продолжающаяся до настоящего времени постгеосинклинальная стадия развития. Стадиям соответствуют определенные структурные комплексы, а этапам — структурные этажи, каждый из которых разделен на нижний и верхний подэтажи. Границы между структурно-историческими подразделениями проведены на основании анализа несогласий и формаций.

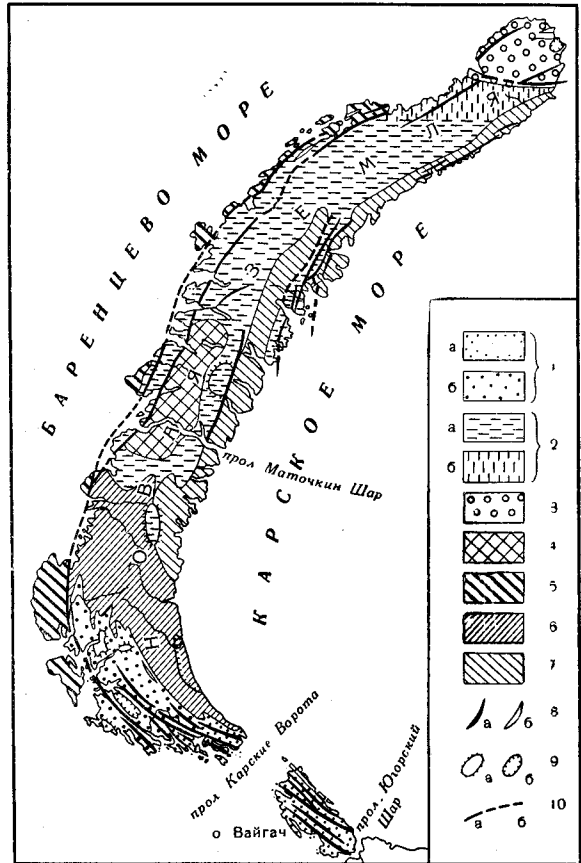
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

В рассматриваемом регионе геосинклинальная стадия развития характеризовалась наличием трех доверхнепалеозойских и трех верхнепалеозойских структурно-фациальных зон (рис. 37). Первые три зоны

получили наименования, указывающие на их местоположение: Южно-новоземельско-Вайгачская, Средненовоземельская и Североново-земельская. Южноновоземельско-Вайгачская зона разделяется на две структурно-фациальные подзоны: Вайгачскую и Костиншарскую. Первая из них охватывает Вайгач и южную оконечность Новой Земли до района губ Моржовой и Черной. Костиншарская подзона, начинаясь в этом районе, продолжается до 72° с. ш. и далее скрывается под

Рис. 37. Тектоническая схема Новой Земли и Вайгача

Каледонский этаж и нижнегерцинский подэтаж. 1 — Южноновоземельско-Вайгачская структурно-фациальная зона: а — Вайгачская подзона, б — Костиншарская подзона, 2 — Средненовоземельская структурно-фациальная зона: а — Матшарская подзона, б — Менделеевская подзона, 3 — Североновоземельская структурно-фациальная зона, 4 — Мозаичная область. Верхнегерцинский подэтаж. 5 — Баренцевская структурно-фациальная зона, 6 — Рогачевская структурно-фациальная зона, 7 — Карская структурно-фациальная зона, 8 — линейные складки: а — антиклинали, б — синклинали; 9 — брахискладки: а — антиклинали, б — синклинали; 10 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые



артинскими отложениями. Следует отметить, что Костиншарская подзона имеет переходный характер от рассматриваемой зоны к Средненовоземельской. Последняя обнажена на большей части Новой Земли от бассейна р. Безымянной до субширотного тектонического шва, простирающегося от залива Иностранцева до залива Экс. Этот разлом отделяет Средненовоземельскую зону от Североновоземельской, которая включает в себя северную оконечность Новой Земли.

Средненовоземельская структурно-фациальная зона состоит из двух подзон: Матшарской (южной) и Менделеевской (северной). Граница между ними проходит в субширотном направлении примерно от залива Чаева до мыса Миддендорфа.

Вследствие гетерогенности фундамента палеозойской геосинклинали, более подвижного в средней части Новой Земли, Южная и Северная структурно-фациальные зоны были менее мобильными по сравнению со Средненовоземельской. Все они по-разному формировались как в каледонский, так и в герцинский этапы развития, что отражено

в строении соответствующих структурных этажей. Важная особенность данных структурно-фациальных зон — асинхронность их формирования: в Средневоземельской зоне в силу ее подвижности интенсивные тектонические процессы происходили дольше, чем в южной и северной зонах. Южновоземельско-Вайгачская зона по своему строению и истории развития мало отличается от Пай-Хоя и похожа на западный склон Урала, тогда как две другие зоны не имеют аналогов в Уральской складчатой системе.

По мере развития Пайхойско-Новоземельской геосинклинальной системы различия между указанными поперечными структурно-фациальными зонами постепенно нивелировались и на их месте начали формироваться верхнепалеозойские продольные зоны: Баренцевская (Западновоземельская), Рогачевская и Карская (Восточновоземельская).

К Баренцевской зоне относятся наиболее вдающиеся в море участки западного побережья Новой Земли, начиная с о. Междушарского и кончая полуостровом Литке. Рогачевская зона развита в середине Южного острова от Баренцева до Карского морей. Карская зона прослеживается вдоль восточного побережья Новой Земли от р. Лиственничной до мыса Скалистого.

Баренцевская зона отделена от Рогачевской Главным Новоземельским разломом. Граница, разделяющая Рогачевскую и Карскую зоны, проходит по осям крупных антиклиналей, находящихся между реками Безымянной и Абросимова.

Каледонский структурный этаж

Каледонский структурный этаж обнажается главным образом в Средневоземельской структурно-фациальной зоне. Гораздо меньшую площадь он занимает в других зонах, но если в Южной зоне наряду с ним присутствуют и более молодые образования, то в Североновоземельской зоне они отсутствуют.

Рассматриваемый структурный этаж формационно представлен осадочными и магматическими породами доверхнедевонского возраста. Нижняя граница этажа не вскрыта, а верхняя — очень четко прослеживается по регионально развитой поверхности несогласного залегания верхнедевонской толщи.

Нижний подэтаж

К нижнекаледонскому подэтажу отнесены структуры, сложенные кембрийскими и частично ордовикскими породами, которые в общем сильнее дислоцированы и метаморфизованы, чем в более молодых структурах. Верхней границей подэтажа в Южноновоземельско-Вайгачской структурно-фациальной зоне является поверхность структурного несогласия, образовавшаяся вследствие раннекаледонской фазы складчатости между кембрийским и ордовикским периодами, проявившейся здесь очень отчетливо. В Средневоземельской структурно-фациальной зоне верхняя граница подэтажа в просторанстве устанавливается сравнительно хорошо, так как проводится по подошве базальной песчанико-конгломератовой толщи, залегающей с большим угловым несогласием. Большинство исследователей считает, что эта поверхность, разделяющая структурные подэтажи, образовалась между ордовикским и силурийским периодами. С точки зрения В. И. Бондарева (1963) рассматриваемую границу следует проводить по кровле кемб-

рийской (?) толщи метаморфических сланцев. В Северновоземельской структурно-фациальной зоне верхняя граница нижнекаледонского подэтажа, вероятно, проходит по кровле свиты Баренца, которая перекрывается менее метаморфизованной толщей с фауной лландоверского века.

В южной структурно-фациальной зоне нижнекаледонский подэтаж характеризуется относительной выдержанностью фаций кембрийской вулканогенно-терригенной толщи и довольно простыми складками. На Вайгаче общее простирание складок нижнего подэтажа такое же, как и верхнего, хотя угловые несогласия значительно больше, 40—60°. В северном направлении раннекаледонские складки постепенно поворачивают на запад-северо-запад, образуя на юге Новой Земли резкое азимутальное несогласие с более молодыми структурами, достигающее 60°.

В Средневоземельской структурно-фациальной зоне строение нижнекаледонского подэтажа гораздо сложнее. Около западного входа в пролив Маточкин Шар нижнекаледонские структуры, сложенные преимущественно терригенными отложениями, представляют собой ряд узких складок, опрокинутых на запад под углом 60—70°. В районе средней части пролива, на его северном берегу, породы, относимые к ордовику, образуют две сильно сжатые антиклинали, которые опрокинуты на восток под углом 40°. Азимутальное несогласие структур нижнего и верхнего подэтажей в районе Маточкина Шара не установлено.

Особое положение занимает антиклиналь горы Русанова, которая прослеживается на 50 км к югу от восточной части оз. Башмак (Гольцового). Складка сложена отложениями от позднесилурийского до среднедевонского возраста. Отличительные особенности этой структуры — необычное простирание и большая ширина, не свойственная антиклиналям, расположенным во внутренних частях Северного острова.

В Менделеевской структурно-фациальной подзоне нижнекаледонский подэтаж выходит в виде узкой полосы от гор Эдуарда Толля до ледника Павлова. Здесь основными структурами являются две большие прямые симметричные антиклинали, сложенные отложениями раннепалеозойского возраста. Простирание антиклиналей общее с простиранием подзоны, т. е. восточно-северо-восточное. Они осложнены мелкими складками, в которых отмечены многочисленные разрывные нарушения. Средний угол падения крыльев главных антиклиналей 30—35°. В районе горы Страха складки имеют высоту 1,5 км при размахе крыльев до 6 км.

Нижнекаледонский этаж в Северновоземельской структурно-фациальной зоне в целом представляет собой пологопадающую на север моноклираль, на юге оборванную региональными субширотным разломами. Моноклираль осложнена пологими складками широтного простирания.

Верхний подэтаж

Верхнекаледонский подэтаж образуют структуры, сложенные породами от ордовикского (местами силурийского) до среднедевонского возраста включительно. Верхней границей данного подэтажа служит подошва верхнедевонской толщи, залегающей либо трансгрессивно (на юге Новой Земли и Вайгаче), либо с угловыми несогласиями (на остальной территории), причем во всех случаях комплекс перекрывающих пород в той или иной степени отличается от комплекса подстилающих отложений. Это особенно заметно на Новой Земле, где в осно-

вании верхнего девона часто присутствуют конгломераты и вулканогенные образования. Набор формаций и строение верхнего подэтажа характеризуют сравнительно постепенный переход от каледонид к герцинидам.

В Южновоземельско-Вайгачской структурно-фациальной зоне складки верхнего подэтажа сложены в основном карбонатными породами, отчасти глинистыми сланцами. Реже встречаются алевролиты и песчаники, отложившиеся преимущественно в начале позднекаледонского этапа. На Вайгаче складки верхнекаледонского подэтажа — простые симметричные, с углами падения крыльев, иногда достигающими 60° . На юге Новой Земли складки сложнее, чем на Вайгаче, хотя



Рис. 38. Лежачие складки силурийских известняков в долине Бэра. Район пролива Маточкин Шар. Фото Б. С. Романовича

в общем довольно простые. Здесь отмечены наклонные складки с крутыми падениями крыльев. В северном направлении общее простирание структур постепенно меняется с северо-западного на субмеридиональное.

Большой интерес вызывают крупные широкие купола около пролива Костин Шар, сложенные верхнесилурийскими, нижнедевонскими, отчасти среднедевонскими отложениями. В современном эрозионном срезе поперечный размер куполов от 10 до 20—25 км. В отличие от других каледонских структур они, возможно, в значительной степени сохранили свой первоначальный вид и слабо преобразованы герцинским тектогенезом. Внутренние части куполов характеризуются общим горизонтальным залеганием слоев, осложненным пологими складками, тогда как крылья имеют средние и большие углы падения.

Отличительная особенность верхнекаледонского подэтажа в Средневоземельской структурно-фациальной зоне — исключительно сложное строение. Разрез в целом представляет собой полный геотектонический цикл от нижней терригенной формации до молассоподобных отложений. Общее северо-северо-восточное простирание складок постепенно меняется на северо-восточное. Благодаря резкой гетерогенности силурийско- или ордовикско-эйфельской толщи возникли очень сложные структуры. Например, широко распространены дисгармоничные складки, в частности складки пластического волочения, нередко наблюдаются проявления будинажа, в большом количестве присутствуют опрокинутые и лежачие складки (рис. 38). Особенно сложным строе-

нием обладают внутренние части региона, где общая веерообразная структура разорвана многочисленными разломами. Очень выдержанными по простиранию складками являются узкая антиклиналь горы Первой и сопряженная с ней широкая синклинали пика Седова. Антиклиналь горы Первой прослеживается от губы Митюшихи до ледника Шумного, т. е. на расстоянии 70 км. Она сложена силурийскими известняками, прорванными интрузиями гранитов и диабазов. Осевая поверхность складки наклонена к западу под углом 40—70°. Синклинали пика Седова имеет длину свыше 120 км, протягиваясь от р. Безымянной до губы Крестовой. Структуру слагают в основном эйфельские, частично нижнедевонские отложения. На обоих концах складка варгирует.



Рис. 39. Кальцитовая жила в зоне Главного Новоземельского разлома на западном берегу губы Раковой.
Фото Б. С. Романовича

Следует отметить, что некоторые тектонические разрывы верхнекаледонского подэтажа не проникают в структуры герцинского этажа (например, в районе залива Русская Гавань). В зоне Главного Новоземельского разлома (рис. 39) позднекаледонский тектогенез ознаменовался внедрением самого крупного на Новой Земле гранитного массива Митюшев Камень. Породы верхнекаледонского подэтажа сильнее изменены, чем в более молодых структурах.

Североноземельская структурно-фациальная зона, за исключением расположенной на юге узкой полосы нижнекаледонского подэтажа, представляет собой верхнекаледонский подэтаж с простым строением. Основной структурой является пологая синклинали, сложенная преимущественно грубообломочными породами венлокского яруса, похожими на молассовую формацию. Эта структура осложнена несколькими антиклиналями со средними углами падения крыльев и более пологими синклиналями, в мульдах которых залегают верхнесилурийские отложения. В ядрах поднятий обнажаются лландоверские породы.

Герцинский структурный этаж

Широко распространенные герцинские структуры характеризуются неравномерным площадным развитием. Они занимают сравнительно небольшой участок восточного побережья Вайгача, слагают большую часть Южного острова, в виде полос протягиваются по морскому побережью Северного острова и, возможно, отсутствуют на северной оконечности Новой Земли.

В герцинскую стадию развития формировались складчатые структуры региона, сложенные осадочными породами от позднедевонского до позднепермского возраста включительно и раннефранскими вулканогенными образованиями. Верхней границей рассматриваемого структурного этажа являются эрозионные поверхности, образовавшиеся в интервале от верхнего (может быть, среднего) триаса до современной эпохи.

Герцинские структуры чаще развивались унаследованно от каледонских, но в некоторых случаях — путем наложения на более древние образования, благодаря чему наблюдается несовпадение герцинского и каледонского структурных планов в районе залива Борзова, а также между ледником Лакруа и губой Крестовой, где азимутальные несогласия соответственно равны $15-20^\circ$ и $20-30^\circ$.

Герцинский структурный этаж, подобно каледонскому, состоит из двух подэтажей: нижнего и верхнего.

Нижний подэтаж

Формирование нижнегерцинского подэтажа началось в раннефранском веке и закончилось в позднекаменноугольную эпоху. Строение подэтажа сравнительно простое, хотя верхняя граница «скользит» во времени и пространстве, что устанавливается по местным стратиграфическим несогласиям, которые образовались в средне- и позднекаменноугольную эпохи. Поэтому данная граница определяется наиболее значительными несогласиями и резкой сменой карбонатных формаций нижнего подэтажа терригенными формациями верхнего подэтажа. На западе Новой Земли такой границей является поверхность трансгрессивного залегания нижнепермской толщи, несмотря на то что в ряде мест побережья Баренцева моря отмечены перерывы в среднем и верхнем отделах карбона. На побережье Карского моря граница проведена по подошве средне-верхнекаменноугольной толщи, залегающей с размывом на более древних отложениях, причем к северу от залива Чекина до залива Циволько отсутствует нижний отдел каменноугольной системы.

Складки нижнегерцинского подэтажа* в Южноновоземельской структурно-фациальной зоне сложены преимущественно известняками и глинистыми сланцами, отчасти доломитами и песчаниками. Кроме того, на юге зоны отмечены мергели, а в районе Костина Шара — конгломераты, основные лавы и туфы. Среди нижнегерцинских структур этой зоны выделяются своими размерами эшелонированные линейные складки на юго-западе Новой Земли, прослеживающиеся по простиранию на десятки километров. Углы падения крыльев складок обычно $30-60^\circ$.

Средненовоземельская структурно-фациальная зона отличается от Южной более сложной морфологией складок нижнегерцинского подэтажа, широким развитием терригенных отложений и вулканогенных образований. Здесь обращает на себя внимание группа брахискладок между губами Крестовой и Митюшихой. Помимо верхнедевонских и каменноугольных пород, в строении брахискладок частично принимают участие и нижнепермские отложения. Высота складок от 2—3 до 5—7 км при размахе крыльев до 4—5 км. Наряду с прямыми склад-

* Поскольку верхнегерцинские структуры развивались в основном унаследованно от нижнегерцинских, они будут рассмотрены совместно в следующем разделе, кроме больших складок нижнего подэтажа, морфология которых не имеет прямой связи с верхнегерцинскими структурами.

ками присутствуют складки, опрокинутые на северо-запад под углами от 30 до 70°.

На восточном побережье Новой Земли в районах залива Храмченко и островов Пахтусова находятся две кулисообразно расположенные антиклинали нижегерцинского подэтажа, в значительной степени скрытые под водами Карского моря. Ядра складок слагают верхнесилурийские породы, крылья — отложения всех трех отделов девона, несогласно перекрытые верхнепалеозойскими породами.

Разломы, возникшие в конце позднекаледонского этапа, продолжали функционировать в раннефранский век, вследствие чего с нижегерцинским подэтажом связаны многочисленные интрузии основных пород.

Верхний подэтаж

Для вышегерцинского подэтажа характерна вышеупомянутая продольная структурно-фациальная зональность. В большинстве случаев его складки сложены сероцветной толщей нижепермских песчаников и сланцев, общая мощность которых иногда превышает 2,5 км. На северо-западном побережье Новой Земли в структурах рассматриваемого подэтажа встречено довольно большое количество нижепермских известняков. На наиболее вдающихся в Баренцево море участках герцинские складки сложены пестроцветными отложениями кунгурского, татарского и, вероятно, уфимского ярусов, в том числе верхнепермскими конгломератами.

Во время позднегерцинского тектогенеза окончательно сформировались складчатые структуры Новой Земли и Вайгача, причем последняя (самая мощная) складкообразовательная фаза была на границе перми и триаса. Главными структурными формами региона являются Южный Новоземельский и Северный Новоземельский антиклинории, а также разделяющий их Кармакульский синклинорий. Крылья структур осложнены более мелкими складками, особенно там, где развиты гетерогенные толщи с большим количеством сланцев. Во внутренних частях антиклинориев обнажаются ранее описанные доверхнегерцинские структуры, в той или иной степени преобразованные позднегерцинским тектогенезом.

Южный Новоземельский антиклинорий включает структуры Вайгача и юго-запада Новой Земли. На карском побережье Вайгача он граничит по серии крутопадающих разрывов с северной частью Пайхойского антиклинория, расположенного в основном южнее рассматриваемого региона. Вертикальные смещения по этим разрывам достигают 2,5—3 км. Ось Южного Новоземельского антиклинория в северном направлении постепенно меняет свое простирание с северо-западного на субмеридиональное. Большая часть западного крыла антиклинория закрыта Печорским морем. Восточное крыло осложнено крупной синклиналью на р. Казакова.

Южный Новоземельский антиклинорий связан с Кармакульским синклинорием через систему кулисообразно расположенных островных складок различных порядков.

Кармакульский синклинорий, занимающий середину Южного острова, сложен нижепермскими отложениями, собранными в складки, которые на западе опрокинуты в сторону Баренцева моря, на востоке — в сторону Карского моря. Центральная часть данной структуры осложнена Литкенской брахиантиклиналью сундучного типа с ядром из девонских отложений, прорванных интрузиями диабазов.

Крылья брахиантиклинали образуют каменноугольные и нижнепермские породы.

В области перехода Кармакульского синклинория в Северный Новоземельский антиклинорий располагаются три крупные антиклинали, сопряженные двумя синклиналями. Эти складки прямые, их высота от 2,5 до 3,5 км при ширине 8—20 км. Сложены они девонскими, каменноугольными и пермскими породами. Шарниры структур довольно круто погружаются в южном направлении.

Северный Новоземельский антиклинорий представляет собой сложное сооружение. На севере значительная часть его скрыта под ледниками. Общее простирание антиклинория в северном направлении меняется от северо-северо-восточного до широтного на северной оконечности Новой Земли. Внутри антиклинория находятся интенсивно

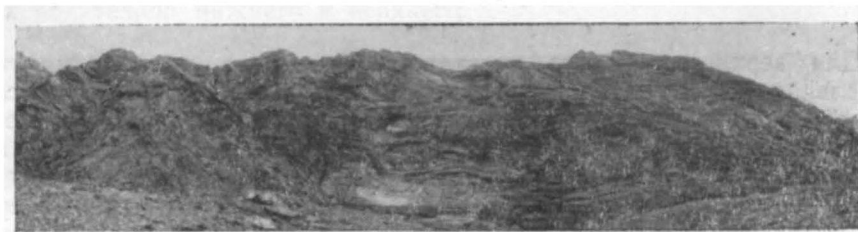


Рис. 40. Характер дислокаций в зоне надвига. Левобережье р. Митюшихи. Фото С. В. Черкесовой

дислоцированные породы нижнего и среднего палеозоя. Крылья образуют более спокойно залегающие верхнепалеозойские отложения, особенно на восточном крыле. В связи с этим надо отметить следующее обстоятельство. Вышеуказанные складки в области перехода синклинория в Северный антиклинорий, расположенные в восточной половине Южного острова, так же как и Литкенская брахиантиклиналь, будучи унаследованы от каледонских структур, имеют меридиональное простирание. Последнее является характерным и для входящей в состав структур верхнекаледонского подэтажа широкой антиклинали горы Русанова.

Среди остальных структур верхнегерцинского подэтажа Северного антиклинория резко выделяется огромная пологая синклиналь залива Медвежьего, сложенная умеренно дислоцированными пермскими отложениями. Она прослеживается на расстоянии 300 км от ледникового покрова до Кармакульского синклинория. Ширина ее 25—30 км. Южнее залива Медвежьего восточное крыло синклинали скрыто под водами Карского моря.

С формированием верхнегерцинского подэтажа связано развитие большого количества разломов, простирающихся в основном согласно с генеральным простиранием складчатых структур. Такие разрывы представлены преимущественно надвигами (рис. 40), нередко длиной в десятки километров, максимум 200 км. Последняя цифра относится к надвигу на побережье Баренцева моря, который прослеживается от губы Машигина до губы Поморской и, вероятно, связан с Главным Новоземельским разломом. Перемещения по поверхности разрывов этого типа достигают нескольких километров. У многих надвигов отчетливо видно, что они возникли в процессе образования складчатых структур. Часто встречаются системы чешуйчатых надвигов. Отмечены надвиги, меняющие свое падение на обратное.

Согласные сбросы обычно наблюдаются в структурах герцинского этажа или на его контакте с каледонским этажом: на полуострове Панькова Земля, между губами Митюшихой и Крестовой, южнее ледника Палисадова и в других местах.

Некоторые позднегерцинские расколы были глубокого заложения, на что указывают приуроченные к ним гранитоиды, скорее всего позднепермского — раннетриасового возраста, в районе от р. Мелкой до губы Машигина, а также в районе залива Циволько.

ПОСТГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

В триасовом периоде закончился геосинклинальный режим развития региона и началась постгеосинклинальная стадия, продолжающаяся до настоящего времени. Соответствующий структурный комплекс формационно представлен мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Он не разделен на структурные этажи вследствие того, что мезозойские и дочетвертичные кайнозойские (?) породы, как правило, находятся в нарушенном залегании и имеют незначительное развитие.

В конце триаса — начале юры происходили интенсивные блоковые подвижки по крутопадающим разломам, сопровождавшиеся внедрением послескладчатых гранитоидов в районе губы Крестовой, ледника Рождественского и залива Циволько. Перемещения по разрывам в значительной степени преобразовали складчатые структуры. Однако величину этих изменений нельзя определить, так как блоковые движения, по-видимому, имели место и в неогене, а отделить их от мезозойских пока не представляется возможным.

В среднеюрское — раннемеловое время ведущая роль принадлежала эпейрогеническим колебаниям, причем, по крайней мере, на западе и юге региона преобладали опускания, вследствие чего на складчатых структурах сформировался чехол горизонтально залегающих морских отложений.

О структурах верхнемелового — палеогенового времени какие-либо сведения отсутствуют. Можно предполагать на основании аналогии с Уралом, что в регионе преобладали восходящие движения. Последние, вероятно, резко усилились в неогене, и структуры приобрели почти современный облик.

Большинство мезо-кайнозойских тектонических нарушений являются крутыми сбросами, направленными под большими углами к простиранию складчатых структур, и в ряде случаев существенно изменили структуры, сформировавшиеся к концу герцинского этапа. Другая особенность этих разломов — наличие у некоторых из них значительной горизонтальной составляющей. Возможно, крупными горизонтальными перемещениями земной коры объясняются сравнительно резкие изменения простирания Северного Новоземельского антиклинория на линии губа Архангельская — залив Власьева и на разломе, идущем от залива Иностранцева до залива Екс.

Наиболее интенсивные блоковые движения имели место на территории от ледников Пенка до оз. Башмак (Гольцового), иначе говоря, во внутренней части Северного Новоземельского антиклинория, благодаря чему она получила наименование Мозаичной области. В этой области, имеющей длину 140 км и ширину до 45 км, обнаружено много сбросов, пересекающих складчатые структуры вкрест их простирания.

К поперечным и диагональным сбросам часто приурочены морские заливы и речные долины, что устанавливается путем сопоставле-

ния геологического строения противоположных берегов заливов или бортов долин. Возникновение проливов Маточкин Шар, Карские Ворота и Югорский Шар тоже обусловлено разломами подобного типа.

Суммируя все изложенное, можно прийти к выводу, что одни разломы имеют мезо-кайнозойский возраст, другие разрывы, вероятно, заложены на герцинском этапе, третьи, возможно, являются возрожденными каледонскими дизъюнктивными нарушениями.

В заключение следует упомянуть о многочисленных трещинах скалывания в песчанико-сланцевых толщах. По таким трещинам, хорошо видимым на аэрофотоснимках, смещения либо незначительны, либо отсутствуют. Особенно ярко такая картина наблюдается в пределах Кармакульского синклиория. Кстати, здесь существуют крупные тектонические нарушения со смещениями, величину которых определить пока невозможно из-за отсутствия детальных исследований.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Об истории геологического развития Новой Земли и Вайгача можно судить, начиная с кембрийского периода. В то время на их месте находилась часть каледонской геосинклинали, структуры которой развиты на дне Баренцева моря и слагают Скандинавские горы. В пределах рассматриваемого региона кембрийские породы обнажены на сравнительно небольшой площади, что позволяет произвести палеогеографическую реконструкцию только в очень ограниченных пределах.

На западе Новой Земли в среднекембрийскую эпоху располагался шельф, на котором отлагались преимущественно мелкозернистые терригенные осадки. В начале позднекембрийской эпохи произошло обмеление бассейна и наряду с глинами в значительном количестве стали накапливаться пески. Море постепенно регрессировало и в середине позднекембрийской эпохи появились прибрежные пестроцветные пески и галечники, свидетельствующие о жарком климате в позднекембрийскую эпоху. Море населяли трилобиты и брахиоподы, однако биологические факторы не были благоприятными для развития органического мира. Иногда обособлялись участки, где происходило образование илов в условиях сероводородного заражения. По-видимому, в конце кембрийского периода произошло небольшое складкообразование, сопровождавшееся подъемом земной коры, и морской режим сменился континентальным.

На Вайгаче и юге Новой Земли в кембрийском периоде тектонические движения были более интенсивными и дифференцированными, чем на западе региона, причем общее прогибание земной коры происходило гораздо быстрее. Это обусловило накопление мощной толщи терригенных осадков, а прогрессирующее усиление тектонических движений привело к возрастанию проницаемости земной коры. Последнее способствовало проявлению магматической деятельности — сначала в виде выбросов туфов, потом извержений основной магмы. Вулканические процессы предшествовали инверсии тектонического режима. Затем поднятия стали преобладать над опусканиями, и в конце кембрийского периода, после общего воздымания земной коры и образования складок, район стал ареной деятельности субаэральной денудации.

Весьма проблематичен характер развития северной половины Новой Земли в кембрийском периоде из-за очень условного выделения отложений соответствующего возраста. Более того, неизвестен первичный состав хлоритовых сланцев мутафинской свиты, слагающих

основание разреза кембрийской (?) толщи, т. е. не ясно, являются они парасланцами или же метаморфизованными изверженными породами основного состава. Тем не менее есть основания предполагать, что в кембрийское время данный район был покрыт морем. Морское дно спокойно опускалось и накопилась мощная толща глин с редкими прослоями песков.

В ордовикском периоде регион испытывал погружение в условиях морского режима. В районе Вайгача и южной оконечности Новой Земли в раннеордовикскую эпоху отлагались мелководные пески и алевриты, поступавшие из областей сноса, располагавшихся на востоке. В небольшом количестве формировались карбонатные породы. Потом опускание дна усилилось, а принос терригенного материала уменьшился, вследствие чего в среднем и позднем ордовике характер седиментации изменился: стали доминировать карбонатные осадки, представленные в основном разнообразными известняками и отчасти доломитами. Несмотря на временами существовавшую ненормальную соленость воды, животный мир был довольно разнообразным и многочисленным, чему способствовал жаркий климат. Море населяли брахиоподы, мшанки, наутилоидеи и другие группы животных.

Иная обстановка была в районе между губой Безымянной и проливом Маточкин Шар, хотя здесь в начале ордовикского периода тоже было мелководное море и накапливались пестроцветные осадки. Затем глубина бассейна быстро увеличилась, после чего в течение длительного времени (может быть, почти весь ордовикский период) происходило спокойное опускание морского дна, сопровождавшееся седиментацией главным образом тонкозернистых терригенных осадков и в небольшом количестве известняков. Севернее (в районе бухты Ручьево), вероятно, тогда же отлагались известковистые пески, а на северо-западе Новой Земли пески и глины.

Другим путем шло развитие на северо-востоке региона, где в ордовикском периоде существовали не только мелководные морские, но и лагунные фации, о чем свидетельствуют, кроме песчаников и известняков, доломиты.

По-видимому, во второй половине ордовикского периода на Новой Земле, за исключением ее южной части, прогибание дна бассейна сменилось быстрым поднятием, что, возможно, было связано с усилением тектонических движений в каледонский геосинклинали на месте Баренцева моря. Южнее пролива Маточкин Шар это привело к появлению мелководных пестроцветных отложений и выходу из-под уровня ордовикского моря отдельных участков, подвергавшихся размыву. Дальнейшая активизация тектонических движений вызвала в северной части региона интенсивное складкообразование, сопровождавшееся, вероятно, значительным подъемом страны. Видимо, с этого же времени начал функционировать Главный Новоземельский разлом. На юге региона, возможно, образовались расколы в земной коре, по которым внедрились интрузии диабазов.

Гораздо точнее, чем для ордовикского периода, известна история развития в силурийское время. В раннесилурийскую эпоху на Вайгаче и юге Новой Земли сохранилась обстановка, сложившаяся в ордовике. Здесь по-прежнему накапливались преимущественно разнообразные известняки. Шельф открытого моря иногда превращался в лагуны, где происходило образование доломитов. Глины и пески, поступающие в район с востока, не играли существенной роли в общей массе осадков. В позднем силуре поступление терригенного материала несколько увеличилось. Он приносился из областей размыва, находящихся на северо-востоке. Данное обстоятельство привело к тому, что в районе

Костина Шара отлагались главным образом глины и алевролиты, причем глубины моря и общее прогибание земной коры были примерно такими же, как на южной оконечности Новой Земли и Вайгаче.

Северную половину Новой Земли в конце ордовикского или начале силурийского периода захватила морская трансгрессия, распространившаяся с юга на север. На месте Баренцева моря располагались горные цепи каледонид, откуда в море поступало огромное количество крупнообломочного материала. С течением времени (возможно, в раннем лландовери) осадки стали более мелкозернистыми, вследствие уменьшения денудационных процессов или отступления области размыва. Море постепенно мелело, появились острова и лагуны с ненормальной соленостью. Во второй половине лландоверского века на юге рассматриваемого района бассейн углубился и создалась среда, благоприятная для развития организмов, что обусловило появление разнообразных карбонатных фаций. Судя по широкому распространению кораллов, морские воды были теплыми, чистыми, нормальной солености. Подобная палеогеографическая обстановка здесь существовала и в венлокском веке. Иначе шло развитие на севере. В лландовери и начале венлока на большой площади, от залива Легздина до бухты Мутафи и залива Екс, образовался застойный бассейн, где накапливались преимущественно глины, иногда тонкозернистые пески и изредка криптогенные известняки. Водоем населяли многочисленные граптолиты. В венлоке на северной оконечности Новой Земли в условиях морского режима сформировалась глубокая и обширная впадина, заполнявшаяся песками, галечниками и валунами. Источником грубообломочного материала являлись находившиеся севернее высокие каледонские горы с ледниками, морены которых впоследствии превратились в тиллиты на северо-востоке Новой Земли.

В первую половину верхнесилурийской эпохи к северу от р. Безымянной повсеместно распространился шельф открытого моря с очень многочисленной и разнообразной фауной, благодаря чему получили широкое развитие органогенные известняки. Только на северной оконечности Новой Земли в раннем лудлове существовало обособление шельфа в виде иловой впадины с застойными водами, населенной граптолитами. Недолгое усиление тектонических движений в середине верхнего силура привело к изменению фауны. Море обмелело и вместо карбонатных пород стали накапливаться главным образом пески и глины. В районе средней части пролива Маточкин Шар появились лагуны и вулканы, изливавшие основные лавы.

В позднелудловском веке снова установился режим неритовой области с большим количеством рифовых построек. Иногда возникали бассейны с ненормальной соленостью, в которых отлагались доломитизированные известняки и доломиты. В конце позднелудловской эпохи в районе северной оконечности Новой Земли преобладали поднятия. Море частично регрессировало и наступил лагунно-континентальный режим. Усиление размыва в областях сноса увеличило поступление песков, а изменение солености воды привело к массовой гибели фауны и образованию мощных пластов доломитов.

В раннедевонскую эпоху на Новой Земле и Вайгаче сохранился характер развития, установившийся в позднем силуре. В среднем девоне на юге региона продолжалось спокойное прогибание морского дна, которое компенсировалось известняками, а в районе пролива Костин Шар также глинами и песками.

Совершенно другим путем в начале среднего девона развивалась северная половина Новой Земли. Здесь происходили интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся внедрением гранитных

интрузий в зоне Главного Новоземельского разлома. Отдельные участки выходили из-под уровня моря и подвергались интенсивному размыву. Одновременно шло формирование мощной толщи разнообразных терригенных отложений вплоть до галечников и валунников, причем основная масса обломочного материала поступала с гор, находившихся западнее на месте Баренцева моря. Конец эйфельского века ознаменовался широким развитием лагунных фаций.

В живетском веке средняя часть Новой Земли стала постепенно опускаться, будучи покрытой морем, в котором отлагались глины, пески и органогенные известняки, причем седиментация известняков происходила главным образом на юге. На севере Новой Земли в это время, возможно, существовала суша.

В начале позднего девона в районе южной оконечности Новой Земли и Вайгача находилось мелководное море, и в спокойной обстановке накапливались известняки, глины и глинисто-известковистые илы.

К северу от губы Черной в конце среднего — начале верхнего девона характер развития региона сильно изменился: произошел общий подъем земной коры, причем резко усилились по величине и контрастности тектонические движения. Вплоть до губы Архангельской широкое развитие получили прибрежно-морские фации, представленные преимущественно песками и галечниками, иногда глинами, изредка известняками. Смена палеогеографической обстановки привела к значительному обеднению фауны, которое меньше всего сказалось на брахиоподах. В районе губы Архангельской и залива Русская Гавань на размытой поверхности силурийских отложений накапливались главным образом прибрежно-континентальные красноцветные пески, галечники и глины; в морских водах жили немногочисленные брахиоподы и панцирные рыбы, а на берегах была скудная растительность. Севернее располагалась суша, размывавшаяся, может быть, с эйфельского века или даже раннего девона.

Вышеупомянутые интенсивные тектонические движения привели к возникновению многочисленных разломов и местами к появлению складок. Эти движения сопровождалась мощной деятельностью основной магмы, которая, изливаясь по расколам, образовала обширные покровы диабазов и диабазовых порфиритов, а попадая в водную среду, застывала в виде шаровых лав. Через вулканические аппараты центрального типа выбрасывалось много туфов. Внедрилось большое количество гипабиссальных основных интрузий в форме силлов и даек. Особенно сильные извержения происходили в районе от р. Безымянной до залива Незнаемого.

Дальнейшее развитие региона в позднедевонскую эпоху происходило под сильным влиянием Главного Новоземельского разлома, обусловившего различие верхнедевонских толщ на западе и востоке Новой Земли. В районах Вайгача и побережья Баренцева моря, включая северную и южную оконечности Новой Земли, господствовал режим открытого шельфа. В море бурно развивалась органическая жизнь, благодаря чему формировались разнообразные известняковые фации: коралловых и мшанковых рифов, брахиоподовых банок, известковых илов и другие. Иногда, особенно в фаменском веке, отдельные участки шельфа обособлялись и вместо известняков накапливались доломиты. В фаменское время, кроме того, изредка появлялись кремнистые отложения.

Иным путем развивались районы карского побережья Новой Земли от залива Течений до залива Литке, где на мелководном

шельфе отлагались преимущественно глины и в меньших количествах пески и известняки.

В конце девонского периода, вследствие подъема морского дна, на западе появились острова, а на востоке, кроме района северной оконечности Новой Земли, вероятно, была суша, особенно приподнятая в районе пролива Маточкин Шар. Такая палеогеографическая обстановка повлияла на развитие региона в раннекаменноугольную эпоху, когда началась трансгрессия турнейского моря в восточном направлении. Острова на западе были быстро размыты, причем образовались прибрежные щебни и галечники. Только в районе между губой Крестовой и ледником Низким оставалась суша в виде большого острова, возможно, в течение всей раннекаменноугольной эпохи.

В это время остальные районы баренцевского побережья Новой Земли, ее северной оконечности и Вайгача представляли собой открытый шельф, на котором накапливались главным образом органогенные известняки, благодаря обилию кораллов, брахиопод, фораминифер и других фаунистических групп. Но в конце раннего карбона море там обмелело, в значительном количестве стали отлагаться кремнистые осадки и частично пестроцветные известняки. Отдельные участки вышли из-под уровня воды.

По поводу восточной границы турнейского моря ничего определенного сказать нельзя. Можно лишь предполагать, что на востоке, как и раньше, значительные площади были заняты сушей, которая интенсивно размывалась и на дне близлежащих участков моря отлагались пески, глины и галечники.

В визейский и, возможно, намюрский века море целиком захватило восточные районы. Расширение акватории сопровождалось углублением бассейна и вместо терригенных пород формировались известняки.

Вследствие недостаточного количества материалов средне- и позднекаменноугольные эпохи приходится рассматривать совместно. Если в девонское и раннекаменноугольное время в регионе преобладали опускания, то со среднего карбона началась тенденция к поднятиям. В средне- и позднекаменноугольную эпохи активизировался Главный Новоземельский разлом, что привело к резкому различию в характере развития западной и восточной частей Новой Земли. В ее западной части, а также на Вайгаче суммарное прогибание земной коры уменьшилось по сравнению с происходившим в раннекаменноугольную эпоху. Тем не менее здесь в среднем карбоне повсеместно располагался шельф открытого моря, где накапливались органогенные известняки и частично кремнистые осадки. В позднекаменноугольную эпоху море обмелело и появились низменные острова.

В восточных районах в среднем и позднем карбоне движения земной коры были более дифференцированными как по величине, так и по направлению. Это обусловило пестроту фаций, представленных прибрежно-морскими осадками: песками, глинами, илами, иногда галечниками и известняками. Отдельные участки осушались и подвергались размыву. С течением времени движения стали спокойнее. Области сноса, находившиеся на месте Карского моря, либо снивелировались, либо отступали на восток. Острова, вероятно, исчезли. В бассейне накапливались тонкозернистые терригенные и отчасти карбонатные осадки.

Затем последовало общее поднятие региона и в конце позднекаменноугольной эпохи значительная часть его стала сушей.

В раннепермскую эпоху регион по-прежнему представлял собой мелководное море с островами, являвшимися местными областями сноса. Основная масса осадков поступала из области размыва, нахо-

дившейся в пределах современной акватории Карского моря. Вначале приносились глины и илы. Затем их количество уменьшилось и накапливались главным образом пески. На северо-западе Новой Земли во время ранней перми располагалось море, населенное брахиоподами, моллюсками, мшанками, фораминиферами и аммонитами. Обилие фауны способствовало отложению органогенных известняков.

В конце артинского или начале кунгурского века на Южном острове Новой Земли прибрежно-континентальный характер осадков сменился прибрежно-морским: усилилось поступление карбонатного материала и появилась немногочисленная морская фауна, которая ранее почти отсутствовала.

Вероятно, в конце кунгурского века море уходит из восточной половины региона. В начале позднепермской эпохи оно остается только в районах полуострова Гусиня Земля, мыса Сухой Нос и полуострова Адмиралтейства, где сначала отлагались пески, глины и частично известняки, а потом пески и галечники. Потом весь регион стал сушей, вследствие дальнейшего подъема земной коры.

В конце пермского — начале триасового периодов происходили мощные тектонические движения, окончательно сформировавшие складчатые структуры Новой Земли и Вайгача. Одновременно с образованием складок внедрились мелкие интрузии гранитов и гранодиоритов по Главному Новоземельскому разлому и в районе ледника Рождественского.

Возможно, в раннетриасовую эпоху возникли региональные надвиги, после чего имели место интенсивные блоковые подвижки, закончившиеся, по-видимому, в раннеюрское время. В конце триаса — начале юры по разломам в районах губы Крестовой и залива Циволько внедрились небольшие штоки гранитов и аляскитов.

В триасе регион, вероятно, представлял собой сушу с горным ландшафтом, быстро снивелированным в конце ранней и начале средней юры. Начиная с батского века среднеюрской эпохи до конца раннемеловой эпохи западная и южная части Новой Земли, а также Вайгач были покрыты морем, где жили многочисленные разнообразные моллюски. На дне этого бассейна отлагались преимущественно пески, в том числе сидеритоносные. Побережье имело низкий, слабо расчлененный рельеф с сильно изрезанной береговой линией.

Палеогеографическая обстановка в конце мелового периода и палеогене неизвестна из-за отсутствия отложений этого времени. На основании сопоставления с Уралом можно полагать, что тогда в рассматриваемом регионе существовал континентальный режим. В начале неогена рельеф, вероятно, омолодился в результате усиления тектонических движений.

В четвертичном периоде Новая Земля была одним из центров максимального оледенения. Затем во время бореальной трансгрессии регион опускался до 400 м ниже современного уровня моря. В середине позднего плейстоцена снова развилось оледенение, сократившееся к концу плейстоцена. Во время деградации ледников регион поднимался, причем море довольно длительное время вырабатывало террасы, теперь находящуюся на высоте 200 м.

Когда береговая линия достигла отметок 60—70 м, началось новое развитие ледников, прекратившееся при уровне моря, примерно равном нынешнему. Начавшееся уже в голоцене отступление ледников сопровождалось недолгим погружением территории на глубину 50—60 м. В настоящее время продолжается сокращение ледников и происходит подъем страны, за исключением южной оконечности Новой Земли, которая опускается.

Глава VI

ОСТРОВА КАРСКОГО МОРЯ

Здесь описываются две группы мелких островов, расположенных в центрально-восточной и южной частях Карского моря. К первой группе, подводным цоколем которой является Центральное Карское плато, относятся острова Ушакова, Визе, Уединения, Сергея Кирова, Известий ЦИК, Арктического Института и о. Свердруп, общей площадью около 1500 км² (рис. 41).

Вторую группу, располагающуюся на Ямало-Гыданской отмели, составляют острова Белый, Шокальского, Неупокоева, Олений, Сибирякова и Носок (рис. 42).

СТРАТИГРАФИЯ

Наиболее древние породы обнажаются на островах Известий ЦИК, где они представлены слабометаморфизованными отложениями рифейской системы. На остальных островах Центрального Карского плато развиты пологозалегающие континентальные и прибрежно-морские меловые отложения. Острова Ямало-Гыданской отмели сложены исключительно отложениями четвертичной системы.

Верхний протерозой (?)

Породы верхнего протерозоя обнажены на островах Известий ЦИК. Здесь, на о. Тройном, в 1933 г. Г. Ф. Уль, а в 1947 г. Я. Я. Гаккель наблюдали разрозненные скальные выходы дислоцированных хлоритовых и мергелистых сланцев с многочисленными кварцево-кальцитовыми жилами, в контакте с которыми сланцы импрегнированы пиритом.

В июле 1957 г. острова Тройной и Пологий были посещены В. В. Захаровым, а в августе того же года о. Тройной, а также о. Хлебникова посетил А. С. Зеленко. Характеристика древних пород островов Известий ЦИК приводится в основном по данным этих геологов. Согласно их материалам острова Тройной и Пологий сложены крутопадающими (до 85°) серо-зелеными хлоритовыми, серицито-хлоритовыми и кварц-серицитовыми сланцами с подчиненными им вишнево-красными известково-серицито-кварцевыми сланцами. Те и другие сланцы чередуются, а местами полностью вытесняются из разреза голубовато-серыми мелкозернистыми туфогенными полимиктовыми метаморфизованными и кливажированными песчаниками и алевролитами. Эту толщу слабометаморфизованных пестроцветных слоев, по мнению Ю. Е. Погребницкого, следует относить к становской свите, выделенной М. Н. Злобиным в бассейне р. Хутуда-бигай на берегу Харитона Лаптева. Там эта свита имеет мощность около 1500 м и составляет среднюю часть комплекса, который относится к рифею.

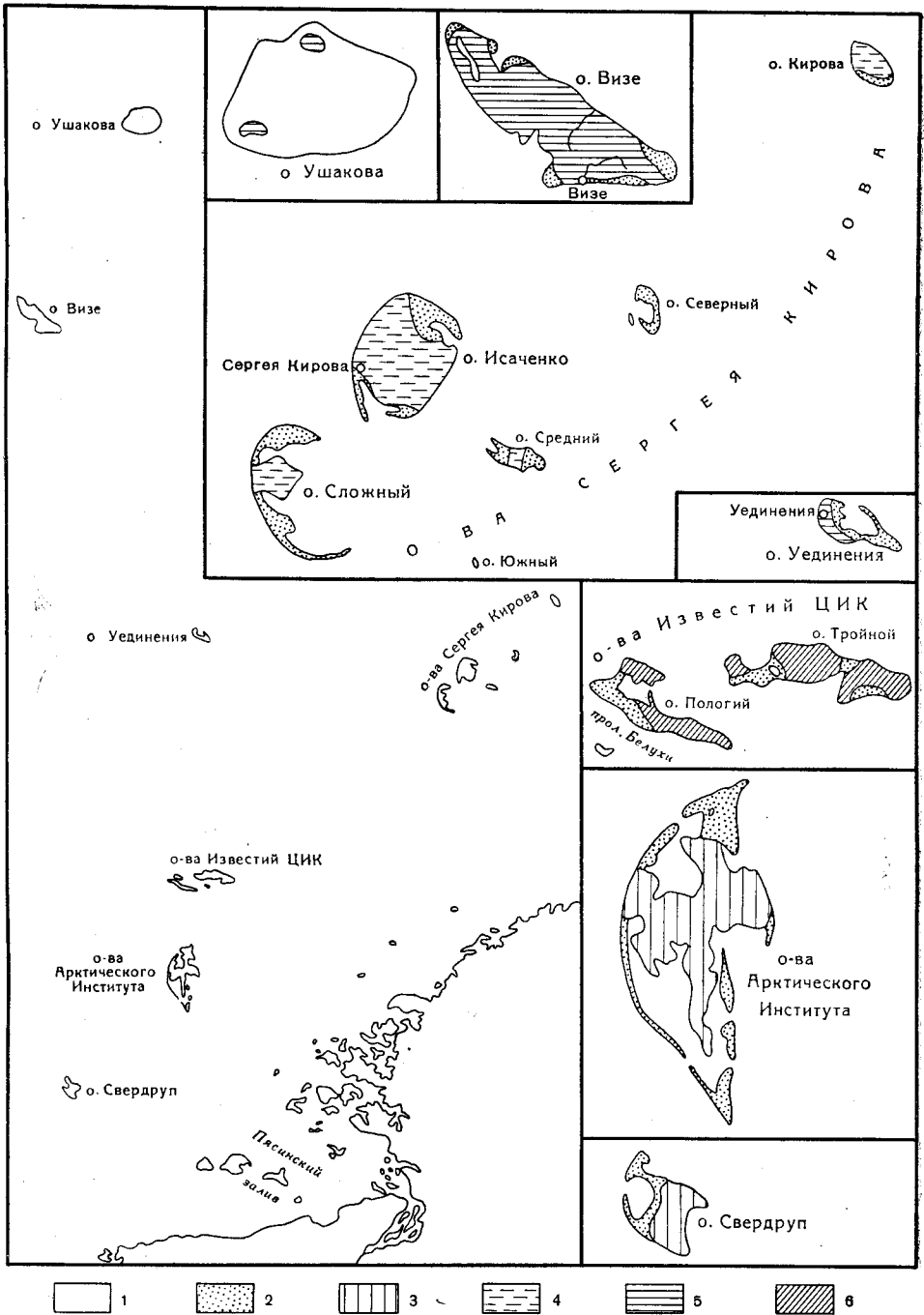


Рис. 41. Схематическая геологическая карта островов Центрального Карского плато

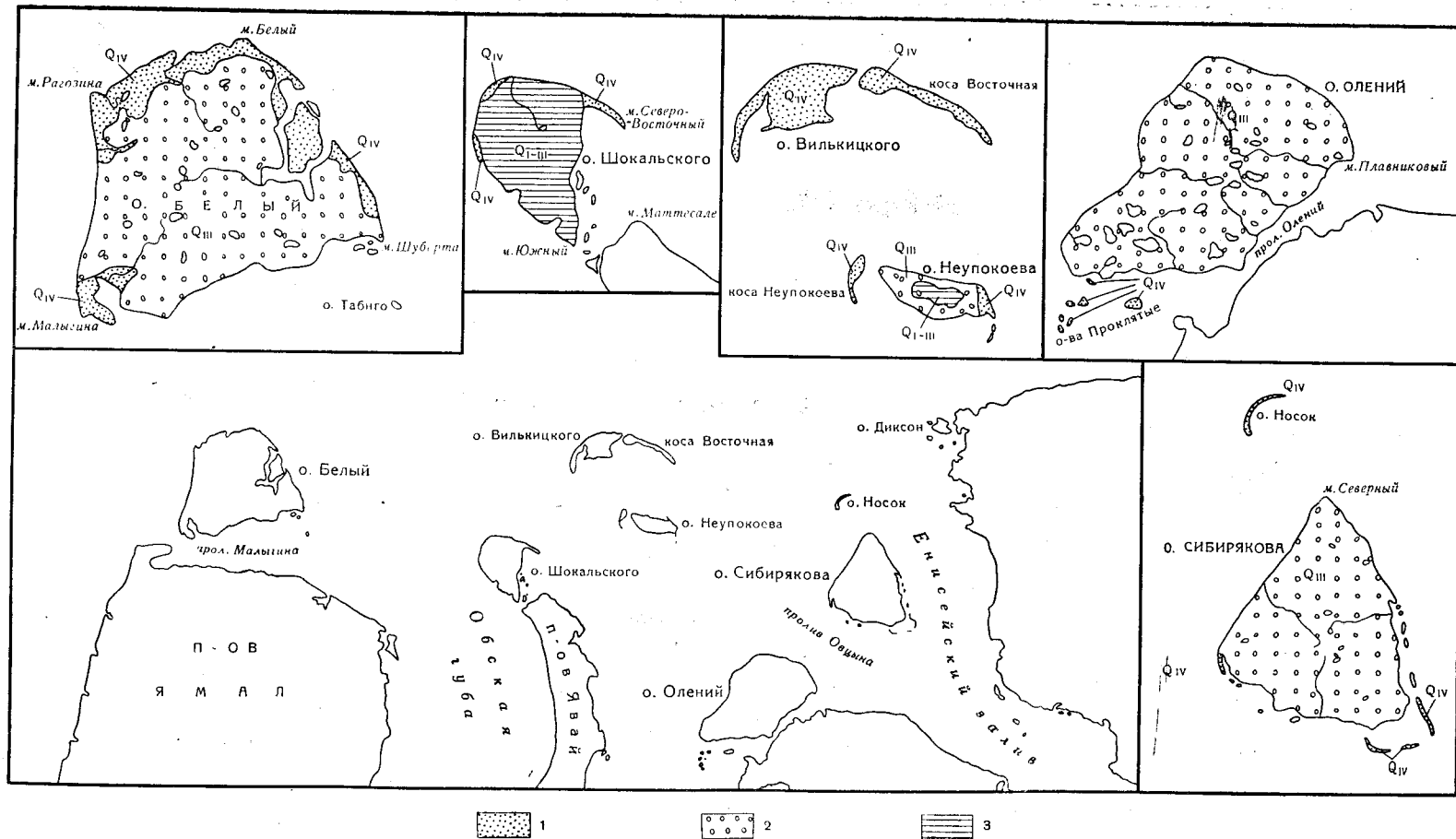


Рис. 42. Схематическая геологическая карта островов Ямало-Гыданской отмели

1 — современные морские отложения (Q_{IV}); 2 — верхнелейстоценовые озерно-проточные отложения (Q_{III}); 3 — плейстоценовые морские отложения (Q_{I-III})

Меловая система

На островах Свердруп, Арктического Института, Сергея Кирова, Уединения, Визе и Ушакова развиты рыхлые терригенные отложения суммарной видимой мощностью около 150 м, относимые к аптскому, альбскому и сеноманскому — сантонскому ярусам (рис. 43).

Нижний отдел

Аптский ярус (?)

К аптскому времени можно предположительно отнести континентальные угленосные отложения, слагающие острова Сергея Кирова.

Остров Исаченко, по данным В. В. Захарова, сложен почти горизонтально залегающими серо-черными мелкооскольчатыми алевритами. В низах разреза преобладают глинистые алевриты, которые выше постепенно сменяются песчанистыми алевритами и мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песками. По всему разрезу наблюдаются скопления обломков обугленной древесины и линзы бурого угля мощностью до 0,3—0,4 м. Местами этот разрез, видимая мощность которого равняется 50 м, венчается пластом бурого угля мощностью до 1,5 м (наблюдения Ю. Г. Киселева).

На о. Кирова наблюдается аналогичный разрез, видимая мощность которого равна 25 м. Из глинистых алевритов о. Кирова В. Д. Короткевич удалось выделить палинологический комплекс, в котором 70% составляет пыльца преимущественно хвойных. Среди них доминируют пыльца из родов *Protopicea* (*P. biangulina* К.-М.) 20%, *Podozamites*—19%, *Protopodocarpus* (*P. prolongata* (Mal.) К.-М.) и др. — 14%. Остальные 30% комплекса составляют споры папоротников, в основном из семейства *Osmundaceae* (9%) и из *Coniopteris* (7%), а также споры плауновых *Lycopodium* (7%) и *Selaginella* (5%). Приведенный комплекс, который по составу очень близок к комплексу из свиты бухты Тихой на Земле Франца-Иосифа, В. Д. Короткевич считает характерным для апта — низов альба. Учитывая, что свита бухты Тихой, по совокупности палеонтологических данных, не может быть моложе апта, отложения, слагающие острова Исаченко и Кирова можно предположительно отнести к апту. Этот вывод подтверждает палеогеографические построения М. М. Ермолаева (1938), который также относил к апту слои островов Исаченко и Кирова. Тяготеющие к ним острова Сложный и Средний, судя по характеру их рельефа, вероятно, сложены разновозрастными отложениями.

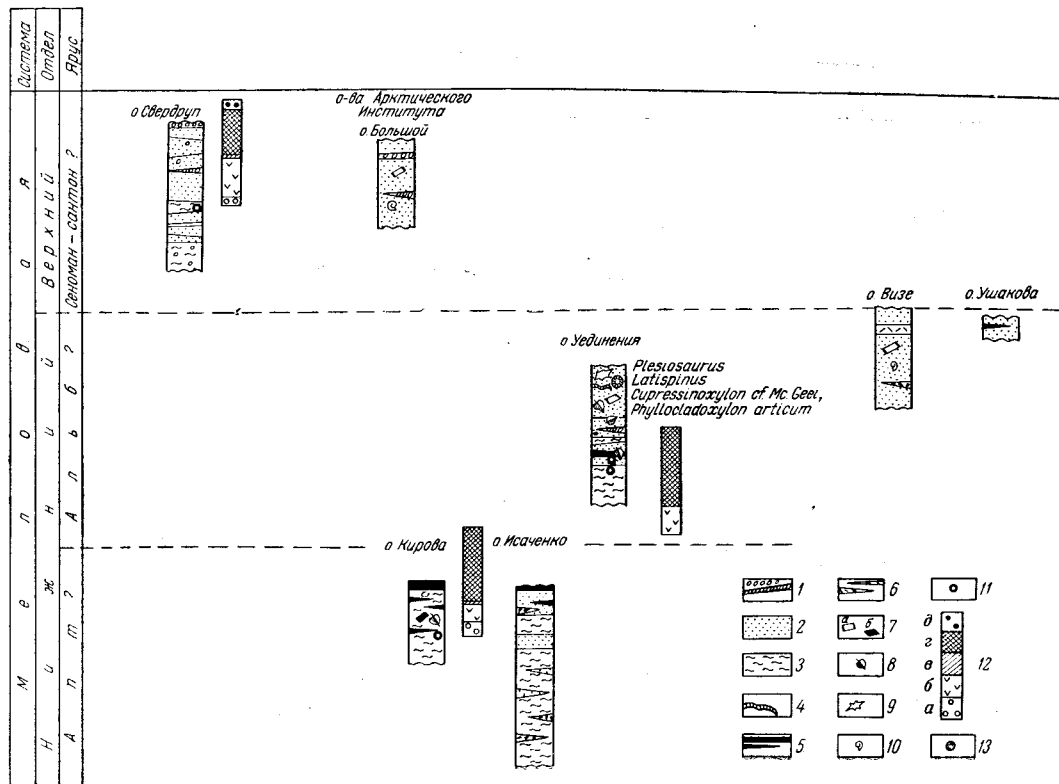
Альбский ярус (?)

К отложениям альбского яруса предположительно относятся слои, слагающие острова Уединения, Визе, а также, возможно, и о. Ушакова.

На о. Уединения в 20—30-метровых обрывах западного берега обнажаются горизонтально лежащие или полого наклоненные, местами разбитые мелкими сбросами рыхлые угленосные отложения. Это песчанистые и глинистые серо-черные алевриты, местами сменяющиеся вверх по разрезу алевролитами (с железистым цементом) и песками. Последние отличаются горизонтальной или косой слоистостью, хорошо

Рис. 43. Схема сопоставления разрезов меловых отложений, слагающих острова Центрального Карского плато

1 — галечники, конгломераты и рассеянная галька; 2 — пески и песчаники; 3 — алевриты и алевролиты; 4 — известняки; 5 — угли и углистые сланцы; 6 — обломки угля; 7 — окремененная (а) и обугленная (б) древесина; 8 — отпечатки листьев; 9 — позвонки ящеров; 10 — моллюски; 11 — места взятия образцов, содержащих споры и пыльцу; 12 — споры и пыльца мхов и плаунов (а), папоротников (б), гинкговых и беннеттитовых (в), хвойных (г); 13 — сферосидеритовые конкреции



выдержанной среднезернистостью и полевошпатово-кварцевым составом. Они содержат маломощные (до 0,5 м) прослои рассланцованных песчаников с известковистым цементом и песчаных известняков, а также углистых сланцев с отпечатками растений. Кроме того, в песках встречаются прослои конгломератов с обломками кремневой древесины и гальками угля, а также линзы бурого угля или его крошки мощностью до 0,3 м. В одном из обрывов Е. С. Короткевич наблюдал прослои известняков мощностью 0,5 м, пронизанные жилами кальцита. И. И. Тржемский (Баклунд, 1916) в песках о. Уединения обнаружил конкреции глинистого сферосидерита, кремненную древесину и обломки кремнистого туфа с растительными остатками. Описанный разрез, общей мощностью около 40 м, местами венчается пластом мелкозернистого полевошпатово-кварцевого песчаника, содержащего прослои углистых сланцев с отпечатками стеблей. Вероятно, в этой же части разреза гидрографом Н. И. Бызиным был найден позвонок плезиозавра.

Пески и конгломераты содержат кремненную древесину. Отсюда еще первым исследователем о. Уединения И. И. Тржемским были привезены обломки стволов, среди которых Ю. М. Залесский определил *Cupressinoxylon* cf. *Mc Geei* Knowlton и новый вид *Phyllocladoxylon arcticum* Z al. Последняя из этих форм сходна с *Phyllocladoxylon* sp., который описан В. Готаном и А. Натгорстом совместно с отпечатками папоротников *Coniopteris* и хвойных *Pityophyllum*, собранными из базальтовой толщи Земли Короля Карла и угленосных отложений о. Котельного (Баклунд, 1916; Gothan, 1907; Nathorst, 1900), относящихся по современным схемам к нижнему мелу. Сборы кремневой древесины, приведенной И. Ф. Герасимовым (1936), были исследованы А. В. Ярмоленко, который определил *Protocedroxylon araucarioides* Goth. и новый вид *Cupressinoxylon gerassimowii* Jar m. (сходный с описанным М. Д. Залесским как *C.* cf. *Mc Geei*), а также *Xenoxylon* sp. А. В. Ярмоленко считал, что эти остатки древесины указывают на нижнюю и среднюю юру. Это позднее было оспорено М. М. Ермолаевым (1938), который вслед за О. Баклундом (1916) отметил, что аналогичная древесина на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа имеет раннемеловой возраст. Что касается форм, определенных А. В. Ярмоленко, то они до настоящего времени считались юрскими и даже доюрскими. Однако в связи с позднейшими исследованиями И. А. Шилкиной ископаемой древесины из верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых отложений Земли Франца-Иосифа стало известно, что *Xenoxylon* и *Cupressinoxylon* встречаются не только в юрских отложениях, но и среди нижнемеловых осадочных пород, переслаивающихся с базальтами. В Усть-Енисейской впадине *Cupressinoxylon* известен в еще более молодых турон-коньякских отложениях (Сакс и Ронкина, 1957). В межбазальтовых отложениях Земли Франца-Иосифа не найдена пока только древесина рода *Protocedroxylon* (по современной топонимике *Araucariopitrus*), которая там приурочена только к верхнетриасовым — нижнеюрским континентальным отложениям. Однако следует иметь в виду, что встречаемые в тех же слоях о. Уединения обломки древесины из рода *Araucarioxylon*, близкого к *Araucariopitrus*, являются в Западной Сибири характерными не только для всей юры, но и для нижнего мела (Ларишев, 1954). Отпечатки листьев, встречаемые в алевролитах и углистых сланцах, неопределимы. Из коллекции И. И. Тржемского М. Д. Залесский исследовал кремнистый туф, переполненный остатками хвои и побегами водорослей, и определил его как ископаемый перемытый торф (сходные образования встречаются

на Земле Франца-Иосифа в слоях осадочных и туфогенных пород, разделяющих нижнемеловые базальтовые покровы).

В образцах, привезенных Т. С. Троицкой, Н. М. Бондаренко удалось обнаружить немногочисленную пыльцу хвойных (почти исключительно сосновых) и несколько спор папоротников. Состав спор и пыльцы, по заключению Н. М. Бондаренко, позволяет предполагать альбский или еще более молодой возраст вмещающих отложений (Дибнер, Захаров, 1959).

Вблизи геодезического знака «Свердруп» на о. Уединения гидрографом В. М. Бызиным найден описанный А. Н. Рябиным (1939) шейный позвонок плезиозавра *Plesiosaurus latispinus* Owen, указывающий на нижний мел и литоральный характер вмещающих отложений.

Таким образом, по палеонтологическим данным, возраст отложений, слагающих о. Уединения, определяется предположительно как альбский.

Остров Визе, по данным Е. С. Короткевича и отчасти Р. Л. Самойловича и В. Н. Влодавца (Влодавец, 1933; Ермолаев, 1938), сложен песками видимой мощностью около 30 м, содержащими обломки окремненной древесины и тонкие (2—4 см) прослойки, состоящие из обломков обугленной древесины. В нижней половине разреза в песках наблюдается слой песчаника (с известковистым цементом) мощностью 1—2 м. Обломки аналогичных песчаников подняты со дна моря вблизи берегов острова (Ермолаев, 1938), в которых обнаружен обломок пеллециподы мезозойского (возможно, мелового?) облика с хорошо сохранившимся перламутровым слоем.

На южном и северном берегах о. Ушакова на высотах соответственно 40 и 65 м над уровнем моря, на склоне коренного ложа, проступающего сквозь лед купола, наблюдаются отдельные выходы, возможно, дочетвертичных песков.

М. М. Ермолаев указывает на сходство песчаников, развитых в районе островов Визе и Ушакова, и обращает внимание на параллельный характер этих отложений. В связи с этим он предполагает, что на островах Визе и Ушакова наблюдается продолжение разреза о. Уединения и обнажаются породы, в фациальном отношении характерные для альба — века, во время которого во многих арктических районах происходила смена континентального режима морским. Не исключена возможность, что эффузивная толща Земли Франца-Иосифа протягивается и к востоку от желоба Святой Анны — в районе о. Ушакова, где она может залегать ниже уровня моря, в то время как сам остров слагается более молодыми (верхнеальбскими) отложениями. Слой же, развитые южнее — на о. Уединения и островах Сергея Кирова, являются возрастными аналогами нижнемеловых (готериваптских) эффузивов Земли Франца-Иосифа. На этих сравнительно южных островах Карского моря, как и на Таймыре, слабые отголоски вулканической деятельности проявились, что подметил еще О. Баклунд (1916), только в виде окремнения (под воздействием гидротерм) древесины и образования кремнистых туфов (о. Уединения).

Из образцов аптских отложений островов Сергея Кирова З. З. Ронкиной была изучена тяжелая фракция, которая, как и в одновозрастных фациальных аналогах Таймыра, представлена в основном эпидотом, гранатом и рудными минералами. Совершенно идентичный — типоморфный для метаморфических и кислых изверженных пород — состав тяжелой фракции наблюдается в континентальных и параллельных альбских (?) отложениях о. Уединения.

Верхний отдел

Сеноманский и сантонский ярусы

Отложения сеноманского и сантонского ярусов предположительно выделяются на о. Свердруп и на основании литологического сходства также на островах Арктического Института.

На о. Свердруп в основании верхнемелового разреза залегают коричнево-черные алевриты с отдельными ожелезненными участками с мелкой галькой и гравием. Видимая мощность их 8 м. Выше располагаются косослоистые, хорошо отсортированные, мелкозернистые, полевошпатово-кварцевые, светло-желтого цвета пески, содержащие рассеянную гальку и линзы галечников, а также прослой и линзы алевритов.

В одном из алевритовых прослоев В. Д. Короткевич был обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, 44% которого представлены спорами *Gleichenia* sp. (11%), *Polypodiaceae* (6%), *Osmundaceae* (5%) и других папоротников, а также мхов *Sphagnum* (3%) и плауновых (*Lycopodium* sp. — 2%). Среди пыльцы, как и в более древних слоях, преобладает пыльца хвойных: *Pinus* subgen. *Diploxyton*, *Pinus* subgen. *Harpoxylon*, *P. sacculifera* (Mal.) K.-M. и *Cedrus* sp. (всего 17%). Кроме хвойных в спектре отмечена пыльца гинкговых (2%) и покрытосеменных растений (9%) — *Proteacites*. Состав спорово-пыльцевого спектра и, в частности, присутствие в нем пыльцы покрытосеменных позволяет, по В. Д. Короткевич, отнести вмещающие их отложения к сеноману — сантону.

На островах Арктического Института — на мысу Куцый Нос (о. Большой), по данным Г. Ф. Уля, обнажаются серые пески с прослоями (0,7 м) выветрелых конгломератов, которые содержат скопления бугленой древесины и кусочков янтаря. Здесь же в осыпях найдены обломки кремневой древесины, а также неопределимые отпечатки моллюсков. Эти отложения литологически сходны с песками, наблюдавшимися на о. Свердруп, и поэтому условно относятся к сеноману — сантону.

Тяжелая фракция сеноманских — сантонских (?) отложений на о. Свердруп характеризуется эпидотово-рудно-пироксеновой ассоциацией, что резко отличает ее от тяжелой фракции апт-альбских отложений и несколько роднит с туронскими — коньякскими отложениями Усть-Енисейской впадины.

Четвертичная система

Четвертичные отложения представлены морскими, ледниковыми и озерно-проточными фациями верхнего плейстоцена и голоцена.

Верхнеплейстоценовые и нижнеголоценовые отложения

Самые древние четвертичные отложения выявлены на островах Ямало-Гыданской отмели — Шокальского и предположительно Неупокоева. По данным Ю. Н. Кулакова и Г. А. Значко-Яворского (1958 г.) здесь эти породы представлены синевато-серыми горизонтальнослоистыми суглинками и супесями с оскольчатой текстурой, содержащими редкие прослой мелкозернистых песков, а также рассеянную гальку и единичные валуны. Эти слои содержат остатки пеллеципод *Portlandia arctica*

Гау, *P. arctica* v. *portlandica* Напс. и др. Выше по разрезу они постепенно сменяются горизонтально- и косослоистыми песками и супесями с очень редкой фауной *Portlandia* Гау, *Mya truncata* L. и др. Вся эта суглинисто-песчаная пачка слоев, видимой мощностью около 50 м, сопоставляется В. Н. Соколовым (1957) с казанцевским горизонтом бореальной трансгрессии и относится, таким образом, к верхнему плейстоцену.

Ледниковые отложения наиболее хорошо выявлены на плакорных участках островов Известий ЦИК, где широко развиты бурые вязкие щебенчатые суглинки, известные также и на о. Кирова. На о. Свердруп ледниковые отложения представлены гравелисто-галечными или валунными песками. Встречающиеся среди этих песков эрратические валуны указывают на их ледниковое происхождение, а приуроченность в ряде случаев к современному экзарационно-аккумулятивному рельефу (острова Пологий, Свердруп и др.) свидетельствует о том, что здесь наблюдаются следы последнего, скорее всего зырянского, оледенения, наступившего в Советском секторе Арктики вслед за казанцевской трансгрессией.

Наиболее разнообразные по своему петрографическому составу эрратические валуны известны на островах Сергея Кирова и Воронина. Здесь (кроме обнаруженных и на некоторых других островах валунов биотитовых, мусковитовых и двуслюдяных гранитов) встречаются валуны пегматитов, кварцитов, хлорито-слюдистых сланцев, гранито-гнейсов и кристаллических известняков. Последние, по мнению М. М. Ермолаева, принесены с островов Северной Земли.

Весьма интересен состав валунов из покровных флювиогляциальных песков о. Свердруп, где наряду с упомянутыми выше двуслюдяными гранитами встречаются базальты и плитки аргиллитов, которые могли быть принесены с Западного Таймыра.

Следы верхнеплейстоценового оледенения известны также на о. Визе, где наблюдаются единичные валуны двуслюдяных гранитов, кварца и песчаников, а также на о. Уединения, где рассеяны валуны гранито-гнейсов, авгитовых порфиринов и габбро-диабазов. Эти валуны, видимо, являются остатками бывшего покрова ледниковых отложений, почти нацело перемытых морем во время голоценовой трансгрессии.

Верхнеплейстоценовые и нижнеголоценовые озерно-проточные отложения развиты на островах Белый, Олений, Неупокоева и Сибирякова, которые, как и прилегающие районы полуостровов Ямала, Яван и Гыданского, не охватывались последним оледенением. По данным Ю. Н. Кулакова и Г. А. Значко-Яворского отложения представляют собой серые, обычно хорошо отсортированные горизонтально- и косослоистые пески с прослоями и линзами супесей и намывного торфа видимой мощностью не менее 10 м. Судя по аэрофотоснимкам, указанные образования, как и в прилегающих районах суши, отличаются специфическим полигонально-байджеераховым микрорельефом и связанным с ним многоозерьем, образующимся в процессе современной деградации многолетней мерзлоты и таяния повторно-жильных льдов. Песчаные отложения, рассеянные ледяными клиньями мощностью до 2,0 м, Е. С. Короткевич наблюдал на о. Уединения; аналогичные образования известны и на о. Тройном. Эти отложения, очень широко развитые на арктических равнинах, по нашему мнению, следует рассматривать как характерную для Арктики фацию перигляциальных отложений, которые формировались в течение десятков тысяч лет по мере отступления фронта зырянского оледенения.

Голоценовые отложения

На островах Центрального Карского плато наиболее древними морскими осадками являются гравийно-галечные пески мощностью до 5 м, залегающие на островах Большой (острова Арктического Института), Уединения и Визе (на высотах 15—25 м).

На о. Уединения пески содержат гальку меловых углей и пеллециподы *Astarte borealis* Chemn. var. *placenta* Mögch. и др.

На о. Визе четвертичные ракушняки представлены видами: *Balanus balanus* L., *Buccinum groenlandicum* Chemn., *B. hydrophanum* Haпс., *B. glaciale* Gray f. *intermedia*, *B. glaciale* f. *bicarinata*, *B. angulosum* Gray, *Neptunea islandica* Gmel., *N. curta* Jeffr., *Saxicava arctica* L., *Mya truncata* f. *typica*, *M. truncata* var. *uddevalensis*, *Astarte borealis* Chemn. var. *placenta*, *Cardium groenlandicum* Gmel., *Venus fluctuosa* Gould, *Pyrolofusius deformis* Reeve. Судя по столь разнообразному комплексу фауны, в котором почти половина видов и вариантов относится к аркто-бореальной экологической группе, вмещающие отложения могут быть (согласно экологической классификации С. Л. Троицкого, 1958) по возрасту сопоставлены с береговыми линиями Земли Франца-Иосифа высотой 15—18 м, отнесенными В. Д. Дибнером (1965) ко времени голоценового климатического оптимума, 6000—5000 лет назад.

Более молодые морские отложения, приуроченные к низким (2—4 м) террасам, береговому валу, пересыпям, косам и пляжам, развиты в той или иной мере на всех описываемых островах. Эти образования сложены песчано-галечным и валунным материалом, среди которого встречаются раковины *Macoma baltica* (L.), *Serripes groenlandicus* (Chemn.) и др. Эти молодые образования формируются в результате разрушения соседних участков побережья под воздействием абразии, особенно активно проявляющейся в условиях общего современного погружения Ямало-Гыданской отмели в южной части Центрального Карского плато. Из современных отложений неморского происхождения на островах, где широко развиты пески, имеют также некоторое развитие эоловые отложения и кое-где, в связи с деятельностью постоянных водотоков, незначительные накопления аллювия.

ВУЛКАНИЗМ

На некоторой глубине под островами Известий ЦИК, возможно, залегают не вскрытые еще эрозией гранитоидные интрузии, на существование которых указывают их гидротермальные дериваты — многочисленные кварц-карбонатные жилы, пронизывающие слабометаморфизованные породы становской свиты. Эти жилы мощностью от 0,2 до 0,8 м залегают вертикально и простираются в северо-западном и северо-восточном направлениях. Кварц-карбонатные жилы не обнаруживают следов будинажа и, более того, в их основе наблюдаются прозрачные кристаллы кальцита, которые, по наблюдениям А. С. Зеленко (на о. Тройном), следует относить к исландскому шпату. Эти данные свидетельствуют о том, что кислые интрузии и их жильная фация образовались на платформенном этапе развития данного района. Следовательно, острова Известий ЦИК относятся к тем частям докембрийского Карского массива, которые не претерпели какой-либо активизации и, следовательно, не участвовали в позднегерцинской складчатости, создавшей основы прототектонического плана Таймыро-Североземельской складчатой области.

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Острова Центрального Карского плато и Ямало-Гыданской отдели расположены на стыке Баренцево-Карской платформы, Карского докембрийского массива и Западно-Сибирской плиты.

Самые древние структуры — складчатого фундамента — вскрываются на островах Известий ЦИК, где к ним относятся песчаники и сланцы становской свиты. Эти породы на островах Тройном и Пологом имеют запад-северо-западное (200°), а на островах Гаврилина и Хлебникова — широтное простирание при углах наклона от 65 до 85° .

Более простые структуры вырисовываются в осадочном чехле, представленном меловыми отложениями Центрального Карского плато. На о. Визе слои лежат горизонтально или падают под углом до 10° (по азимуту 285°), что приближает этот участок в структурном отношении к сравнительно недалеко от него расположенному архипелагу Земли Франца-Иосифа. С. В. Калесник наблюдал на о. Уединения углы наклона до 30° . Это, вероятно, связано с какими-то флексурными перегибами слоев, сопровождающими сбросы, наблюдавшиеся на этом острове Е. С. Короткевичем.

Еще большие углы наклона меловых пород известны на о. Кирова, где пласты угля, по наблюдениям П. Федулова, падают под углом 30° по азимуту 315° . М. М. Ермолаев (1938) считает, что столь большие углы падения являются следствием позднемезозойских складчатых-сбросовых движений, активно проявившихся в этой части Карского моря и способствовавших одновременно усложнению структуры палеозойских сооружений Таймыра. В. Н. Сакс в 1947 г. предположил, что нарушения на о. Кирова являются гляциодислокациями. Следует добавить, что очень большие углы наклона слоев наблюдаются, вероятно, и на о. Исаченко, в центре которого в северо-северо-западном направлении (340 — 350°) находится крутосклонная гряда высотой до 50 м, по обе стороны которой протягиваются элювиальные развалы бурых углей и обугленной древесины (Ермолаев, 1938). При просмотре аэрофотоснимков этого участка хорошо видно, что гряда представляет собой отчетливо выраженную в рельефе антиклиналь, бронированную более прочными породами (песчаниками?).

На фоне весьма пологого залегания меловых отложений местами наблюдаются куполообразные воздымания, флексуры (?) и локальные очень крутые валообразные складки, возможно, связанные с процессами диапиризма.

Геологическая эволюция большей части островов Карского моря может быть рассмотрена только начиная с мелового периода, когда на описываемой территории накапливались континентальные и прибрежно-морские угленосные отложения.

Затронувшие эти породы сбросовые и пологие складчатые дислокации, а также проявления диапиризма (?) следует, по аналогии с Усть-Енисейским прогибом, отнести к началу четвертичного периода (Сакс, Ронкина, 1957).

Хронологию последнего можно более или менее уверенно проследить только с конца бореальной трансгрессии.

Учитывая данные о переносе валунов с о. Октябрьской Революции в северо-западном, западном и юго-западном направлениях и юго-западное направление движений зырянского ледника через Таймырский полуостров (Загорская, 1959; Дибнер, 1959), можно предполагать, что Центральное Карское плато покрывалось континентальными льдами, двигавшимися с северо-востока, востока и юго-востока, в то время как

Ямало-Гыданская отмель оледенением не захватывалась, и там в это время формировались озерно-проточные отложения.

Конец плейстоцена и современная эпоха ознаменовались трансгрессией, которая во время атлантического оптимума несколько отстала от поднятия Центрального Карского плато. В районе полуострова Ямал, где преобладало опускание, образовались острова (Белый, Шокальского и др.) — останцы северной окраины Ямала.

В настоящее время интенсивность трансгрессии на Центральном Карском плато начинает повышаться, и это сказывается в энергичном абразионном разрушении его южных островов.

ОСТРОВА ТАЙМЫРСКОГО МЕЛКОВОДЬЯ

Острова Таймырского мелководья — это многочисленные «останцы» холмов и гряд постмеловой денудационной равнины и низких предгорий Таймыра, подтопленных четвертичной трансгрессией. Часть мелких и низменных островов образовалась в результате незначительного общего воздымания в современное время. Обнаженные на островах горные породы представляют в основном формации тех геологических структур, которые развиты в прибрежной зоне Таймырского полуострова. В большинстве случаев выходы пород на островах являются лишь фрагментами свит или интрузивных массивов. Некоторое более цельное представление о геологии районов дают острова Пясинского залива и острова архипелага Норденшельда (рис. 44, 45).

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИИ

Выделение на островах докембрийских пород и их возрастное расчленение возможны лишь на основании литологической корреляции с докембрийскими отложениями Таймырского полуострова и по структурному положению относительно последних.

В настоящее время (Равич, Погребницкий, 1965) на Таймырском полуострове выделяются архей и протерозой. Протерозой в свою очередь представлен нижней, средней и верхней подгруппами, временные рубежи которых условны. По решению Межведомственного совещания по стратиграфии докембрия Средней Сибири (г. Новосибирск, 1965 г.), на основании сходства литологического состава и органических остатков верхнепротерозойских отложений Таймыра и Анабарского поднятия верхний протерозой Таймыра принят в полном объеме рифея, т. е. 600—1500 млн. лет. Соответственно средний протерозой предполагается в объеме 1500—2000 млн. лет и нижний протерозой — 2000—2500 млн. лет. Вместе с тем по палеотектоническим реконструкциям (Погребницкий, 1965) более вероятной представляется другая схема предполагаемых возрастов, а именно: между археем и протерозоем на Таймыре был, вероятно, длительный перерыв в осадконакоплении, равный интервалу от 2500 млн. лет до примерно 2000 млн. лет; то, что считается нижним протерозоем Таймыра, формировалось в интервале 2000—1500 млн. лет; отложения, относимые к среднему протерозою, соответствуют по этой схеме интервалу 1500—1000 млн. лет; таким образом, верхнепротерозойские (рифейские) отложения Таймыра имеют предполагаемый возраст 1000—600 млн. лет. Следует, однако, учесть, что, несмотря на залегание архейских и протерозойских формаций под фаунистически охарактеризованными слоями алданского яруса кембрия, определения абсолютного возраста показывают обычно

омоложенный возраст, равный 225—275 млн. лет. Иначе говоря, ни первая, ни вторая схема не подтверждены определениями абсолютного возраста.

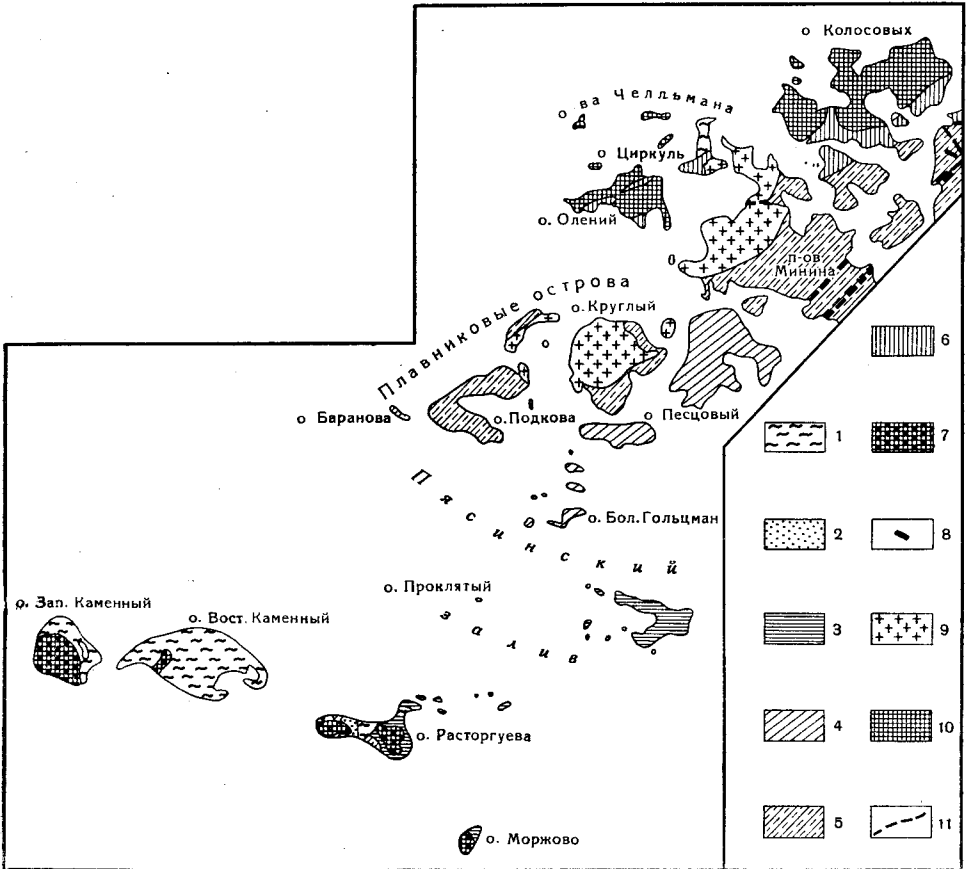


Рис. 44. Геологическая карта островов Пясинского залива и шхер Минина

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнемеловые отложения; 3 — верхнепротерозойские отложения; 4 — среднепротерозойские отложения; 5 — нижнепротерозойские отложения; 6 — парагнейсы, предположительно архейского возраста; 7 — породы формации сенинтов триасового возраста; 8 — долериты трапповой формации пермско-нижнетриасового возраста; 9 — породы формации субщелочных гранитоидов пермского возраста; 10 — породы формации мусковитизированных гранитоидов предположительно пермского возраста; 11 — разрывные нарушения

Архей

К архейским породам могут быть отнесены гнейсы, обнаженные на островах Циркуль, Олений, Колосовых, Таймыр, а также на всех островах, расположенных в центре, и на двух — на северо-востоке архипелага Норденшельда.

Гнейсы с указанных островов соответствуют породам карской серии Таймырского полуострова. Наиболее распространенными являются средне- и мелкозернистые альмандин-биотитовые плагиогнейсы. В этих породах характерны значительные количества кварца (до 40%), ассоциирующего с плагиоклазом — андезином. На островах Коломейцева в аналогичных гнейсах встречаются прослои крупнозернистых пород с кристаллами альмандина до 0,5 см. На островах

Оленьем, Циркуль и Колосовых среди альмандин-биотитовых плагиогнейсов встречаются амфиболовые плагиогнейсы с переменным количеством биотита и альмандина, а также ставролитовые плагиогнейсы.

На о. Таймыр и отчасти на островах Норденшельда и островах, расположенных вдоль северо-западного побережья Таймырского полу-

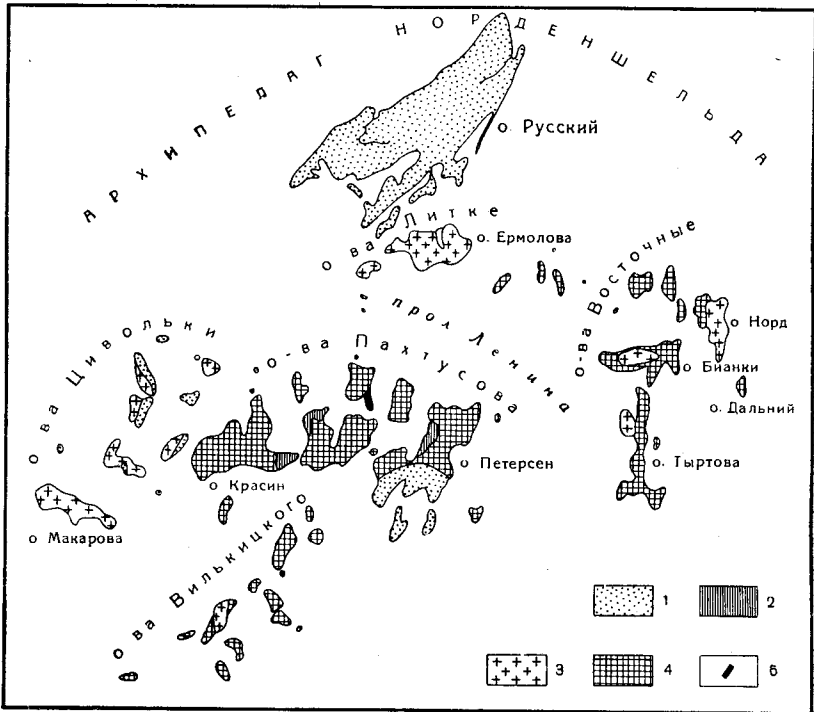


Рис. 45. Геологическая карта островов архипелага Норденшельда

1 — среднепротерозойские отложения; 2 — гнейсы предположительно архейского возраста; 3 и 4 — породы формации мусковитизированных гранитоидов предположительно пермского возраста (3 — мелкозернистые и порфировидные биотитовые мусковитизированные граниты, гранодиориты, граногнейсы, кварцевые диориты; 4 — двуслюдяные и мусковитовые крупнозернистые граниты); 5 — дайки долеритов трапповой формации пермско-раннетриасового возраста

острова (Циркуль, Олений, Колосовых), плагиогнейсы, контактирующие с молодыми гранитными плутонами, мигматизированы и обогащены мусковитом.

По исследованиям М. Г. Равича (Равич и Чайка, 1962), все перечисленные породы соответствуют амфиболитовой фации регионального метаморфизма терригенных, преимущественно глиноземистых осадков.

Нижний протерозой

Образцы и описания отложений с Плавниковых островов (Подкова и Круглый) позволяют предполагать, что они сложены породами, аналогичными рыбнинской свите Таймырского полуострова. Последняя согласно современной стратиграфической схеме отнесена к нижнему протерозою районов побережья Харитона Лаптева (Равич, Погребницкий, 1965). На указанных островах нижнепротерозойские отложения представлены метаморфизованными полимиктовыми песчаниками с подчиненными прослоями хлорито-серицито-кварцевых сланцев.

Кроме того, здесь обнажены актинолито-серицитовые и эпидото-серицитовые сланцы. Однако мощность прослоев этих пород и их общее количество, очевидно, имеют резко подчиненное значение, так как они представлены единичными образцами. Мощность нижнепротерозойских отложений, обнаженных на Плавниковых островах, оценивается в 1000—1500 м.

К нижнепротерозойским отложениям могут быть отнесены также кварцевые филлиты с горизонтами мраморов, слагающие острова Самуила, Узбекистан, Удобный (из группы островов Комсомольской Правды, расположенных на выходе из залива Терезы Клавенес). Обнаженные на этих островах породы близки к ждановской свите нижнего протерозоя Таймырского полуострова.

Средний протерозой (?)

Отложения, относимые условно к среднему протерозою, обнажены на островах архипелага Норденшельда, а также на о. Песцовом и в группе мелких островов к северу от устья Пясины. Эти отложения по литологическому составу аналогичны среднепротерозойским отложениям побережья Харитона Лаптева (мининская и хутудинская свиты), но нижние части разреза на островах Пахтусова сходны также с нижнепротерозойскими отложениями. Возможно, здесь имеются представители обеих подгрупп. В пользу среднепротерозойского возраста свидетельствует наличие покровов метаморфизованных фельзитов и фельзит-порфиоров о. Петерсен, которые характерны для чукчинской серии среднего протерозоя Таймырского полуострова.

Нижние горизонты среднепротерозойских отложений представлены пачкой мощностью до 50 м эпидото-хлоритово-кварцевых сланцев, содержащих в виде примеси серицит и актинолит. Эти породы обнажены на островах Пахтусова и на о. Садко.

Выше лежащие толщи обнажены на островах Русском, Маметкул, Шульца, Васильева, Макарова и Петерсен. Наиболее полно разрез этих отложений представлен в береговых обрывах о. Русского. Нижние горизонты разреза характеризуются преобладанием пачек метаморфизованных мелкозернистых зеленовато-серых песчаников. Линзовидные агрегаты с кристаллобластовой структурой, сложенные зернами кварца, чешуйками серицита и незначительным количеством карбоната, сочетаясь с микролепидогранобластовой серицито-кварцевой массой, обуславливают сланцеватую текстуру песчаников. Вверх по разрезу постепенно увеличивается количество пачек зеленовато-серых с шелковистым блеском кварц-серицитовых сланцев, содержащих переменное количество чешуек хлорита. Эти породы являются преобладающими в средней части толщи. Верхние горизонты представлены серицито-кварцевыми сланцами, содержащими пачки перекристаллизованных доломитизированных известняков и доломитов мощностью до 25 м.

В сланцах о. Шульца были обнаружены споры: *Trachyoligotriletes minutus* (Naum.) Tim, *Tr. obsoletes* (Naum.) Tim., *Tr. incrassatus* (Naum.) Tim., *Tr. planus* Tim., *Mycteroligotriletes marmorarus* Tim. (определение Б. В. Тимофеева и Р. В. Соболевской). Перечисленные споры распространены в протерозое, рифее и нижнем палеозое. Однако видовая бедность комплекса и сходство со спорами протерозойских отложений Карелии говорят, по мнению определявших, в пользу протерозойского возраста вмещающих сланцев.

На о. Петерсен на мысе Окончания, среди светло-серых с шелковистым блеском кварц-серицитовых сланцев, коррелируемых со средним горизонтом разреза о. Русского, наблюдаются измененные покровы

фельзитов и фельзит-порфиров. По внешнему облику это светлые розовато-серые слюдистые микрокварциты. В шлифе породы имеют реликтовую фельзитовую или порфировую структуру. Вкрапленники представлены катаклазированными кристаллами кварца и кислого плагиоклаза размерами до 4 мм. Они погружены в перекристаллизованную фельзитовую серицито-полевошпатово-кварцевую массу с микролепидогранобластовой структурой. Мощности покровов не превышают первых десятков метров.

Мощность среднепротерозойских (?) отложений, обнаженных в пределах архипелага Норденшельда, не превышает 1000—1500 м.

Верхний протерозой

К верхнему протерозою и, вероятнее всего, к становской свите могут быть отнесены зеленовато-серые кварц-серицитовые сланцы и темно-зелено-серые рассланцованные туфогенные известковистые песчаники и алевролиты с о. Зверобой (Пясинский залив). Также к верхнепротерозойским отложениям условно отнесены выходы метаморфизованных коричневатого-серых песчаников и темно-серых хлорито-серицито-глинистых сланцев о. Расторгуева и рассланцованных известковистых алевролитов и песчаников о. Моржового в Пясинском заливе.

Е. М. Люткевич, посетивший эти острова одним из первых геологов, отнес их к пермским образованиям, руководствуясь находками растительных остатков в глыбах аналогичного песчаника. Однако высокая степень метаморфизма и структурное положение островов Расторгуева и Моржового побуждают отказаться от первоначального решения, тем более что при тщательном просмотре выходов пород, не было обнаружено органических остатков.

Палеозой

Из палеозойских отложений на островах Таймырского мелководья известны выходы верхнесилурийских пород на о. Андрея (близ северо-восточного побережья Таймыра) и пермских пород на о. Диксон (западное побережье Таймыра).

Верхнесилурийские отложения о. Андрея представлены массивными органогенными толстоплитчатыми известняками с кораллами и мшанками: *Halysites* aff. *labyrinthicus* (Goldfus), *Palaeoahalysites* aff. *gotlandicus* (Yabe), *Fenestella* sp., *Rhinidictya* sp. Известняки плотные, доломитизированные, буровато-серые с послойными кремниевыми стяжениями. Видимая мощность этих отложений не превышает 250 м.

Пермские отложения на о. Диксон относятся к ефремовской свите нижнего отдела системы — соколинскому горизонту (Устрицкий, Черняк, 1963). Разрез свиты на о. Диксон характеризуется ритмичным переслаиванием преимущественно темно-серых полимиктовых мелкозернистых песчаников, серых известковистых алевролитов и углистых аргиллитов. На северном и северо-западном побережье острова обнажаются также пачки кослоистых темно-серых алевролитов, содержащих прослои тонкозернистого светло-серого кварцевого песчаника. Здесь же наблюдаются высыпки черных алевритистых кливажированных аргиллитов с неопределенными остатками углефицированной флоры. Мощность пермских отложений на о. Диксон не превышает 500 м.

Мезозой

Мезозойские отложения обнажены на о. Расторгуева в Пясинском заливе. Они представлены отложениями верхнего мела, относимыми условно к туронскому и коньякскому ярусам, залегающими с угловым несогласием на эродированных породах протерозоя (рифей) и сени-товых интрузиях триаса.

В обнажениях южного берега западной оконечности острова стратиграфически снизу вверх следуют:

1. Конгломерат, в нижней части крупновалунный, переходящий к кровле пласта в мелкогалечный конгломерат и гравелит 10 м
2. Песчаник средне-мелкозернистый, полимиктовый, известковистый, слабосцементированный, вишнево-бурого цвета. На выветрелой поверхности цвет породы зеленовато-бурый. Пыльца: *Podocarpus*, *Pinaceae*. Споры: *Gleichenia*, *Leiotriletes* 0,4 „
3. Глина неслоистая зеленая, по степени литификации близка к аргиллиту. Пыльца: *Podocarpus*, *Pinaceae*, *Pinus*, *Taxodiaceae*. Споры: *Gleichenia*, *Leiotriletes*. 0,25 „
4. Глина темно-серая до черной 0,03—0,05 „
5. Слой углефицированной флоры с мелкими выделениями оранжево-желтой смолы. Пыльца: *Coniferae*, *Pinaceae*, *Pinus*. Споры: *Sphagnum*, *Leiotriletes*, *Lophotriletes* 5—6 „
6. Глина темно-серая, до черной с линзами (до 1 м) угольной крошки. Среди линз угольной крошки встречаются обломки углефицированной древесины 0,25 „
7. Песчаник мелко-среднезернистый, слабосцементированный, полимиктовый, известковистый. Цвет серый до буровато-серого 7,0 „
8. Конгломерат, в нижней части слоя крупногалечный, переходящий к кровле в мелкогалечный конгломерат и далее гравелит 1,5 „
9. Глина неслоистая темно-серая до черной 3,5—4 „
10. Пачка переслаивающихся песков мелко-среднезернистых аркозовых, светло-буровато-серых и темно-серых глин. Мощности прослоев песков от 0,5 до 1,5 см, глин от 2—3 до 5—10 см. Встречаются единичные прослои угольной крошки мощностью 1—2 см 4 „
11. Песок среднезернистый, аркозовый светло-сиреневато-серый. Общая мощность 35 м.

Описанные выше породы, начиная со слоя 2 при приближении к телу интрузии замещаются прибрежными фациями, представленными главным образом валунными песками. Последние только в верхней части разреза прибрежных фаций сменяются неяснослоистыми светло-серыми аркозовыми песками.

В валунных песках встречены обломки ракушняков с пеллециподами коньякского и туронского ярусов.

Четвертичная система

Четвертичные отложения присутствуют на всех островах Таймырского мелководья. Они покрывают более древние формации прерывистым и неравномерным по мощности плащом. В отличие от комплекса четвертичных осадков материка, на островах отделить осадки максимального оледенения от вышележащих морских отложений затруднительно. Последнее вызвано тем, что в большинстве случаев ледниковые отложения встречаются в перетолженном состоянии среди осадков с морской четвертичной фауной. В связи с этим на островах могут быть выделены только морские межледниковые отложения верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) и современные (голоценовые) прибрежно-морские, аллювиальные и элювиально-делювиальные осадки.

Верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) отложения. Наибольшая мощность морских межледниковых образований наблюдается на островах Западном и Восточном Каменных. Нижний горизонт, облекающий неровности кровли коренных пород, до-

стигает здесь 15—20 м. Он представлен валунными суглинками. Валунны хорошо окатаны и состоят из сиенитов, роговиков, обломков кварцевых жил и интрузивных траппов. Цементирующие их суглинки бурые и зеленовато-серые рыхлые. В верхах горизонта валунных суглинков встречена ископаемая морская фауна: *Saxicava arctica* (Linn.), *Pecten islandicus* (Müller). Раковины толстостенные, типичные для прибрежных фаций. Стратиграфически выше располагаются серые и бурые суглинки, светло-серые супеси и пески, которые постепенно замещаются такими же суглинками, но с включениями гальки кварца, сиенитов и толстостенных раковин *Saxicava arctica* (Linn.). Мощность суглинкового горизонта достигает 15 м.

Современные (голоценовые) отложения. Прибрежно-морские образования представлены осадками низкой морской террасы и пляжа, окаймляющих острова с выходами коренных пород. Низкие острова Петра, расположенные в прибрежной полосе Восточного Таймыра, полностью состоят из этих осадков. Терраса обычно сложена мелкозернистым песком с прослоями иловатой супеси, а полосы пляжа — гравийно-галечным и песчаным материалом. Среди этих осадков захоронены стволы деревьев, остатки такелажа и мелких судов.

Аллювиальные отложения пользуются незначительным развитием. Руслые осадки в большей части представлены валунно-галечниковыми скоплениями, в меньшей степени — песчаными и глинистыми отложениями.

Эллювиальные отложения широко развиты на островах, сложенных интрузивными породами. Они представлены россыпями валунных и гравийных обломков на выровненных поверхностях. Склоны этих островов покрыты делювиальными отложениями — каменными хаосами и курумами.

МАГМАТИЗМ

Острова Таймырского мелководья являются наиболее высокими холмами и грядами затопленной постмеловой денудационной равнины. В связи с этим их большая часть оказывается сложенной интрузивными породами — устойчивыми к выветриванию. Из числа же интрузивных пород подавляющим распространением пользуются разнообразные гранитоиды, затем сиениты и основные породы: долериты и габбро-долериты. Их возрастное расчленение возможно лишь путем сравнения с представителями магматических комплексов Таймырского полуострова. По геологическим данным на Таймыре отчетливо выделяются следующие четыре тектоно-магматических комплекса.

1. Среднепротерозойский (дорифейский) комплекс, содержащий в качестве интрузивных формаций формацию метаморфизованных катакlastических порфиридных гранитоидов и формацию ортоамфиболитов.

2. Позднепротерозойский (рифейский) комплекс, интрузивная формация которого представлена единичными дайками диабазов и диабазовых порфиритов.

3. Позднепалеозойский, точнее пермско-триасовый комплекс, содержащий формацию субщелочных гранитоидов (пермский возраст), формацию траппов, в том числе в виде гипабиссальных даек и силлов (пермско-раннетриасовый возраст), формацию сиенитов (триасовый возраст) и формацию габброидов (позднетриасовый возраст).

4. Ранне-среднеюрский комплекс, представленный формацией сиенитов и связанных с ними разнообразных метасоматитов.

Кроме перечисленных интрузивных формаций на северном побережье Таймырского полуострова исключительно широко развита формация мусковитизированных (двуслюдяных) гранитоидов. Отнесение ее к какому-либо определенному возрастному комплексу дискуссионно.

По М. Г. Равичу, данная формация является дорифейской и должна считаться древнее формации метаморфизованных катакластических порфиroidных гранитоидов (Равич и Чайка, 1962). Ю. Е. Погребницкий считает более вероятным, что формация мусковитизированных гранитоидов относится к пермско-триасовому магматическому комплексу и в целом одновозрастна формации субщелочных гранитоидов, но располагается в другой структурной зоне. Основанием для такого вывода являются следующие данные: 1) плутоны мусковитизированных гранитоидов и сами породы не несут признаков наложенных деформаций и метаморфизма, свойственных дорифейскому комплексу; 2) мусковитизированные гранитоиды характеризуются постепенными переходами к биотитовым гранитоидам и сиенитам, которые сходны с формацией субщелочных гранитоидов; 3) определения абсолютного возраста гранитоидов и ассоциирующих с ними мусковитоносных пегматитов дают возраст 270—225 млн. лет; 4) породы данной формации не содержатся в конгломератах рифея и палеозоя.

Имеющиеся коллекции и описания пород с островов Таймырского мелководья свидетельствуют, что здесь присутствуют представители формаций субщелочных гранитоидов, траппов и сиенитов пермско-триасового магматического комплекса, а также формации мусковитизированных гранитоидов, относимой к этому комплексу условно.

Формация мусковитизированных гранитоидов

Интрузии, сложенные мусковитизированными гранитоидами, широко распространены на островах архипелага Норденшельда и занимают значительную площадь островов Чельмана, Циркуль и Колосовых. Кроме того, к этой же формации могут быть отнесены граниты островов Скотт—Гансена, Мона, Рингнес и группы мелких островов, расположенных к западу от полуострова Зари. Наиболее полно эта формация представлена на островах архипелага Норденшельда. Здесь в ее составе выделяются: группа от существенно мусковитовых до двуслюдяных крупнозернистых и пегматоидных плагиогранитов, группа мусковитизированных биотитовых порфиroidных и мелкозернистых плагиогранитов и группа мусковитизированных гранодиоритов, включающая кварцевые диориты и граносиениты.

Указанные группы пород в архипелаге Норденшельда принадлежат к единой плутонической «постройке» и распределяются в ней в определенной закономерности. Так, существенно мусковитовые и двуслюдяные крупнозернистые пегматоидные граниты слагают центральную и придонную часть горизонтального плутона, который располагается над поднятым блоком кристаллического фундамента, будучи приуроченным к поверхности раздела архейских гнейсов и протерозойского чехла. Этот блок (выступ фундамента) и конформный ему плутон простираются в северо-северо-восточном направлении с полуострова Таймыр через о. Таймыр и далее до самых северных островов архипелага Норденшельда, составляя ядро антиклинальной складки. На островах Красин, Добрыня Никитич, Пахтусова, Три Брата и Тыртов, где эрозионный врез вскрыл самые глубокие горизонты плутона, наблюдаются теневые структуры гнейсов и «ксенолиты» гнейсов, оказавшиеся незамещенными. Ближе к апикальной части плутона двуслюдяные крупнозернистые массивные породы переходят в породы, составляющие группу мусковитизированных порфиroidных и мелкозернистых биотитовых плагиогранитов, причем между порфиroidными и мелкозернистыми разновидностями наблюдаются как постепенные переходы, так и рвущие контакты с образованием директивных структур

в порфировидных гранитах. Переход к апикальной части плутона и взаимоотношения между разновидностями гранитов наблюдались в крыльях чашеобразной синклинали диаметром около 8 км, внутри которой сохранились отложения протерозоя. На контакте с гранитом они превращены в кварц-биотитовые сланцы с гранатом (острова Джекман, Тугут и Пет). Аналогичные взаимоотношения наблюдаются в крыле более крупной чашеобразной синклинали, занимающей южную часть о. Петерсен и о. Граничный.

Группа мусковитизированных гранодиоритов и кварцевых диоритов, а также группа гранодиоритов — граносиенитов встречаются как совместно, так и порознь, слагая вытянутые и изометричные, относительно небольшие (до 100 км²) массивы с куполовидной кровлей (острова Ермолаева, Торосный, Садко, Шульца, Васильева, Макарова). Эти массивы прорывают среднепротерозойские отложения.

На островах Шульца, Васильева и Макарова наблюдается непосредственный переход от гранодиоритов и кварцевых диоритов, расположенных по периферии массивов, к мусковитизированным мелкозернистым гранитам и двуслюдяным крупнозернистым гранитам, которые располагаются внутри массивов. Массивы, сложенные гранодиоритами, кварцевыми диоритами и граносиенитами, представляются в виде отдельных интрузивных выступов из тела главного плутона, расположенного на границе фундамента и чехла. Характер структурного контроля этих интрузивных выступов в пределах архипелага Норденшельда остается пока неясным.

Породы из группы от существенно мусковитовых до двуслюдяных крупнозернистых и пегматоидных плагиогранитов имеют обычно светло-сиреневато-серую окраску. Для них характерна массивная текстура, которая вблизи контактов местами переходит в гнейсовидную. По минеральному составу крупнозернистые и пегматоидные граниты отвечают разностям, переходным от нормальных гранитов к плагиогранитам. Количественные соотношения плагиоклаза (№ 5—15) и микроклина близки к отношению 3:1, но постоянное высокое содержание кварца (от 30 до 40%) не позволяет классифицировать эти породы как гранодиориты даже при содержании мусковита и биотита, достигающем 15—20%. При микроскопическом исследовании отчетливо наблюдается метасоматический характер мусковитизации с развитием пластинок мусковита по полевым шпатам и отчасти по биотиту. Структурные особенности пород этой группы выражены в наложении на обычную для этих пород гипидиоморфнозернистую структуру катабластических структур. Степень переработки первичной структуры повышается на приконтактных участках. В массивных породах часты мелкие шлировые пегматоидные выделения.

Породы группы мелкозернистых и порфировидных биотитовых мусковитизированных плагиогранитов имеют либо светло-серую, либо желтовато-серую окраску. Последняя особенно характерна для порфировидных разностей. В этой группе пород встречаются массивные, гнейсовидные и директивные текстуры.

По минеральному составу они также являются переходными разностями от нормальных гранитов к плагиогранитам. Однако соотношение плагиоклаза (№ 15—20) и микроклина уже варьирует для этой группы от равных количеств до 2:1. Для всех пород характерно постоянное высокое содержание кварца (до 40%) и слюд (15—20%), среди которых обычно преобладает биотит. В ряде локальных зон с повышенным катаклизом наблюдаются преимущественно мусковитовые породы. Но в этих случаях общее количество слюды также несколько возрастает, достигая 30%. Породы описываемой группы

дают постепенные переходы к группе гранодиоритов и обычно тесно ассоциирующих с ними кварцевых диоритов и граносиенитов.

Гранодиориты от описанных выше гранитов отличаются более темной окраской. Изменения минерального состава выражены в постепенном убывании количества кварца и возрастании количества биотита. Типичные гранодиориты содержат около 20% кварца, 25% биотита, 35% плагиоклаза (№ 20—25) и 20% микроклина.

Кварцевые диориты, слагающие эндоконтактные зоны, характеризуются серой и розовато-серой окраской и массивным мелкозернистым строением. Породообразующие минералы для наиболее типичных разновидностей (острова Садко и Шульца) представлены: плагиоклазом (№ 35—40) — до 50%, небольшим количеством микроклина — 5—10%, кварцем — до 15% и темноцветными минералами — 25—30%. Из числа последних ведущее место занимает биотит. Амфибол (зеленоватобурый, $2V=77^\circ$, $cNg=17^\circ$) играет в группе породообразующих минералов подчиненную роль, редко достигая 10%.

Граносиениты (о. Торосный) представлены розовато-серыми порфиридными породами. Крупные (до 5 см) фенокристаллы микроклина содержат кроме пертитовых вростков также мелкие кристаллы олигоклаза, кварца и биотита. В составе основной массы принимают участие плагиоклаз № 20, кварц и темноцветные минералы (до 20%). Последние, как и в кварцевых диоритах, представлены преимущественно биотитом и подчиненной ему роговой обманкой.

Породы группы гранодиоритов и ассоциирующих с ними кварцевых диоритов и граносиенитов характеризуются наложенными катабластическими и милонитовыми структурами на первичные порфиридную и гипидиоморфнозернистую структуры. С проявлениями катаклаза тесно связана мусковитизация пород. Однако в отличие от пород внутренних частей плутона количество и распределение мусковита здесь крайне невыдержано.

Петрохимическая характеристика формации мусковитизированных (двуслюдных) гранитоидов островов Таймырского мелководья может быть представлена лишь по восьми анализам образцов гранитов, гранодиоритов и гранито-гнейсов островов архипелага Норденшельда. По другим островам химических анализов гранитов этой формации не имеется.

Судя по химическим составам и петрохимическим характеристикам (табл. 8), все проанализированные породы соответствуют группе гранитов, приближаясь как к обычным щелочноземельным гранитам, так и к аляскитам. Вместе с тем высокие значения параметров a и низкое значение c являются признаком смещения составов в сторону щелочных гранитов. Однако для всей рассматриваемой группы характерна пересыщенность пород глиноземом, что противоречит тенденции к смещению составов в сторону щелочных разновидностей. Если сравнить данные по минеральным составам и выводы по петрохимическим характеристикам, то становится очевидным, что смещение в сторону щелочных пород обусловлено наложенным калиевым метасоматозом и, в частности, мусковитизацией. По мнению М. Г. Равича и Л. А. Чайки (1962), изучавших аналогичные граниты на побережье Таймырского полуострова, первоначально породы данной формации представляли собой нормальные щелочноземельные гранитоиды. Однако такая точка зрения не объясняет противоречий между петрохимическими характеристиками и минеральными составами для мусковитизированных гранитов, где отчетливо устанавливаются соотношения кислого плагиоклаза к микроклину от 3:1 до 3:2, при сравнительно свежих порфиридных выделениях микроклина. С нашей точки зрения более вероят-

Таблица 8

Химический состав пород формации мусковитизированных гранитоидов архипелага Норденшельда

Компоненты	Название породы, место взятия образца							
	Мусковитизированный гранодиорит, о. Ермолова	Мусковитизированный гранито-гнейс, о. Коломейцева	Порфириловидный мусковитизированный гранодиорит, о. Джекман	Мусковитизированный гранодиорит, о. Джекман	Мусковитизированный гранит, о. Джекман	Мусковитизированный гнейсовидный гранит, о. Джекман	Мусковитовый крупнозернистый гранит, о. Мотрос	Мусковитизированный гранит, о. Петерсен
SiO ₂	68,95	74,16	70,02	69,71	73,04	70,06	73,02	77,96
TiO ₂	0,48	0,02	0,32	0,28	0,07	0,18	0,10	0,04
Al ₂ O ₃	15,45	14,57	17,50	15,84	15,05	15,93	15,04	12,52
Fe ₂ O ₃	0,93	0,60	0,54	0,55	0,42	0,57	0,84	0,63
FeO	2,43	0,59	1,40	1,38	0,55	1,26	0,50	0,33
MnO	0,06	0,06	0,03	0,04	0,02	0,02	0,04	0,02
MgO	1,05	0,20	0,33	0,76	0,22	0,55	0,34	0,25
CaO	2,37	0,50	1,28	1,52	0,91	1,42	0,90	0,64
Na ₂ O	3,60	4,72	4,15	4,32	3,95	3,85	4,45	4,63
K ₂ O	3,85	3,85	4,38	4,77	5,00	5,30	3,90	2,78
P ₂ O ₅	0,17	0,35	0,20	0,35	0,23	0,23	0,33	0,06
П.п.п.	0,73	0,56	0,42	0,56	0,50	0,51	0,66	0,20
Сумма	100,07	100,18	100,57	100,08	99,96	99,88	100,12	100,06

Числовые характеристики

<i>a</i>	13,28	15,4	15,0	16,1	15,4	15,8	14,9	13,5
<i>c</i>	2,7	0,6	1,5	1,8	1,0	1,7	1,1	0,8
<i>b</i>	6,5	2,5	6,8	4,1	3,2	4,5	4,0	1,9
<i>s</i>	77,5	81,5	76,7	78,0	80,4	78,0	80,0	83,8
<i>f'</i>	46,4	42,1	24,8	46,2	27,1	38,2	28,0	40
<i>m'</i>	26,8	13,2	7,7	30,6	10,0	19,4	13,1	20
<i>n</i>	58,6	65,0	66,7	57,5	54,7	52,5	63,7	71,5
<i>a'</i>	26,8	62,0	68,0	25,8	62,5	41,8	59,0	40

Примечание. Образцы из коллекции Ю. Е. Погребницкого; аналитик А. П. Лютерова, 1958 г.

ным является предположение, что калиевый метасоматоз проявился в начале процесса в виде микроклинизации первичных плагиогранитов и связанных с ними гранодиоритов, а на его завершении — в виде мусковитизации. При этом из системы выносились кальций и частично натрий, что привело к относительному пересыщению неподвижным компонентом — глиноземом. Явление мусковитизации сравнимо в данном случае с начальными стадиями грейзенизации.

Контактные воздействия формации мусковитизированных гранитоидов главным образом наблюдаются в породах кровли, представленных метаморфизованными песчаниками и филлитами протерозоя. Воздействия интрузий на кристаллические архейские образования фундамента наблюдались здесь в единичных обнажениях в береговых скалах островов Красин, Добрыня Никитич и Пахтусова.

Парагнейсы архей, залегающие в виде крупных незамещенных останцов «ксенолитов», интенсивно мигматизированы и мусковитизированы. В местах интенсивного послыйного проникновения гранитного материала появляются гранитизированные породы с очковыми выделениями микроклина. Как показывают наблюдения, в пределах Тай-

мырского полуострова аналогичные гранитизированные гнейсы переходят в порфиробластические граниты. В пределах указанных островов гранитизированные гнейсы насыщены также послойными и секущими дайками аплитов, содержащих мелкие многочисленные хорошо ограниченные кристаллы альмандина. Здесь же наблюдались многочисленные, но маломощные пегматитовые жилы с мусковитом.

В контактах с протерозойскими сланцами и метапесчаниками интрузии сопровождаются зонами ставролитовых сланцев и широкими ореолами биотит-кварцевых и кордиеритовых роговиков и андалузитовых сланцев. В кровле интрузии на о. Садко распространены гибридные породы, образовавшиеся за счет прослоев основных туфов. Они имеют состав, близкий к описанным выше кварцевым диоритам, но характеризуются повышенным содержанием амфибола. В отдалении от гранитного тела они постепенно по простиранию пачки переходят в актинолит-эпидот-хлоритовые и эпидот-хлоритовые сланцы.

Формация субщелочных гранитоидов

Представители этой формации слагают лакколлит Плавниковых островов и южную часть о. Циркуль, где располагается краевая часть лакколита (основное тело приходится на полуостров Минина). Породы этой же формации, очевидно, слагают острова Большой, Промысловый, Фирнлея и Гейберга. Гранитоиды этой формации представлены гранитами, гранодиоритами и граносиенитами. Характерно преобладание пород гипабиссальной фации с массивной текстурой. В цвете пород наблюдаются незначительные вариации в светло-розовато-серых тонах. В минеральном составе пород принимают участие микроклин, плагиоклаз (№ 15—30), кварц и группа темноцветных минералов, состоящая из переменного количества роговой обманки и биотита. Изменения в количественных содержаниях микроклина, плагиоклаза и кварца определяют переходы от субщелочного гранита и гранодиорита к граносиенитам. Структура пород обычно порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой. Нередко порфировые выделения достигают 5—7 см. Они представлены микроклином, включающим мелкие кристаллы кварца, плагиоклаза и биотита. В шлифах наблюдаются процессы наложения на первичные структуры катластических структур, с которыми связано появление мусковита и эпидота. На о. Циркуль среди указанных пород имеются разновидности, переходные от щелочных гранитоидов к мусковитизированным плагиогранитам, весьма напоминающим описанные выше. Здесь же присутствуют роговообманковые гранодиориты и связанные с ними взаимопереходами кварцевые монцониты, кварцевые диориты и граносиениты. Эти породы имеют локальное развитие и, очевидно, обязаны своим происхождением ассимиляции гранитами вмещающих туфогенных пород протерозоя. Интрузии щелочных гранитоидов обусловили образования нешироких контактовых зон биотито-кварцевых и кордиеритовых роговиков. С интрузиями связаны обильные кварцевые и маломощные пегматитовые жилы, несущие сульфидную и редкоземельную минерализацию. Жильная фация сильно приближена к интрузивным телам.

В заключение описания гранитоидов позднепалеозойского—триасового тектоно-магматического комплекса следует отметить, что деление на формации мусковитизированных и субщелочных гранитоидов является в значительной мере условным. Более правильным представляется выделять формацию плагиогранитов и формацию субщелочных

гранитоидов, которые как геологические образования разделились на границе фундамента и чехла. Субщелочные гранитоиды, кроме того, внедрялись также и в верхний структурный этаж.

Мусковитизация же является парагенетическим, наложенным процессом, в известной степени зародышевым явлением грейзенизации конечных этапов, проявленным вдоль тех же зон тектонической активизации, к которым приурочены тела гранитоидов.

Формация траппов

Интрузивные тела этой формации представлены силлами и дайками. Они обнажены на о. Диксон и слагают группу мелких островов к югу от него. Кроме того, вероятно, к трапповой формации следует отнести измененные долериты, слагающие мелкие острова к северу от о. Расторгуева и в устье р. Пясины, а также выходы дайки долеритов на южном мысе о. Пахтусова.

Долериты и габбро-долериты сложены плагиоклазом (№ 50—60) — 50%, авгитом — 45% и небольшим количеством оливина и титаномагнетита (до 5%). Перечисленные минералы находятся в офитовом и пойкилоофитовом сростании. Габбро-долериты, при том же минеральном составе, отличаются большей крупностью кристаллов и габбро-офитовой структурой. Они обнажены в центральной части силла на о. Диксон и слагают дайки островов к северу от о. Расторгуева и в устье р. Пясины. Обычно габбро-долериты сильно уралитизированы и альбитизированы. Совместно с появлением микропегматитовых гнезд уралитовые агрегаты в этих породах замещаются биотитом. Развитие микропегматита отмечается также в дайке о. Пахтусова. В приконтактовых зонах и маломощных интрузиях обычны гиалодолериты. Контактные изменения в терригенных толщах о. Диксон выражены в появлении узкой (первые метры) зоны окварцованных пород, содержащих хлорит и биотит. В экзоконтактовой зоне (шириной до 0,1 м) на о. Пахтусова располагаются альбитизированные и эпидотизированные гнейсы и граниты. Трапповые интрузии характеризуются убогой вкрапленностью пирита, халькопирита и пирротина.

Формация сиенитов

Интрузивные тела, составляющие эту формацию, обнажены на островах Западном Каменном, Восточном Каменном, Расторгуева и Моржово (группа островов в Пясинском заливе).

Сиенитовые интрузии являются плитообразными изометричными в плане телами площадью до 70 км² и мощностью до 300 м. Они приурочены к ядрам антиклиналей и повторяют форму сводов складок. В краевых частях интрузий контакты, как правило, крутые, согласные с поверхностями синмагматических разрывных нарушений. Характерной чертой внутреннего строения тел является их анизотропия, выраженная расслоением интрузий, причем в основании располагается меланократовый слой, далее мезократовый слой и в апикальной части лейкократовый слой. Переходы между слоями постепенные. Магматические слои горизонтальны и не повторяют изгибов нижнего и верхнего контактов интрузий. Горизонтальное расслоение интрузий не согласуется с директивными текстурами пород, находящимися лишь в соответствии с боковыми контактами тел. С интрузиями ассоциируются маломощные жилы пегматитов и аплитов, которые, как правило, локализуются в лейкократовом слое.

Нижний меланократовый слой представлен внизу породами, близкими к шонкиниту, и авгитовыми сиенитами вверху. Этот слой полностью обнажен в обоих телах о. Расторгуева и отчасти на о. Моржово. Для всего слоя характерны порфириновые породы с крупными фенокристаллами (до 5—8 см) розовато-серого иризирующего щелочного полевого шпата, составляющего около 50% объема породы. В темной зеленовато-серой полнокристаллической основной массе хорошо различимы столбчатые кристаллы пироксена и чешуйки биотита. Разделение на шонкиниту и авгитовые сиениты возможно лишь при микроскопических подсчетах. Так породы, близкие к шонкиниту, состоят из: ортоклаз-пертита (50%), плагиоклаза № 25—30 (до 5%), авгита и эгирин-авгита (до 33%), амфибола (1%), биотита (до 8%), магнетита (до 2%) и апатита (около 1%). Собственно авгитовые сиениты состоят из ортоклаз-пертита (60%), плагиоклаза № 25—30 (до 10%), авгита и эгирин-авгита (20%), амфибола (2%), биотита (5%), магнетита (2%), апатита и сфена (1%). Характеристики перечисленных минералов и структура породы (порфириновая с гипидиоморфнозернистой основной массой) в пределах слоя весьма постоянны.

Средний, мезократовый слой состоит из пироксен-амфиболовых сиенитов и лейкократовых монцонитов. В местах соприкосновения слоя с вмещающими породами (краевые части интрузий) появляются кварцсодержащие разности. Представители мезократового слоя обнажены в интрузиях о. Расторгуева и о. Моржово, а также изредка встречаются и на о. Западный Каменный. Породы этого слоя имеют розовато-серую и серую окраски. В среднезернистой полнокристаллической основной массе хорошо различимы невооруженным глазом кристаллы амфибола и зерна щелочных полевых шпатов, несколько превосходящие по размерам окружающие минералы. Структура породы гипидиоморфнозернистая. Для лейкократовых монцонитов характерны пойкилитовые и монцонитовые структуры. При сходстве породообразующих минералов породы мезократового слоя отличаются главным образом количественными соотношениями. Так, лейкократовые монцониты характеризуются содержаниями: ортоклаз-пертита — 50%; плагиоклаза (№ 35—45) — 20%; авгита — 15%; амфибола — до 5%; биотита — до 5%; магнетита — 2%; апатита — до 2%; сфена — 1%. Крайние лейкократовые представители данного слоя, пироксен-амфиболовые сиениты, состоят из: ортоклаз-пертита — 65%, плагиоклаза (№ 20—25) — 12%; авгита — 4%; амфибола — 16%; магнетита — 2%; апатита и сфена — 1%.

Верхний, лейкократовый, слой хорошо представлен на всех указанных островах Пясинского залива. Он сложен щелочными амфиболовыми сиенитами. В местах соприкосновения слоя с вмещающими породами кровли щелочные сиениты сменяются кварцевыми амфиболовыми и амфибол-биотитовыми сиенитами и граносиенитами. Для большинства разновидностей характерно средне- и крупнозернистое сложение и светло-голубовато-серый или сиреневато-серый цвета.

Порфириновые породы имеют незначительное распространение и приурочены к контактовым зонам. В шлифах устанавливается гипидиоморфнозернистая структура. Иногда без изменения количественных соотношений минералов, в образцах граносиенитов появляются пойкилитовые структуры, где ойкокристаллы представлены крупными волнистоугасающими кварцевыми зернами. Наиболее характерные представители имеют следующие составы. Амфиболовый щелочной сиенит: ортоклаз-пертит и криптопертит — до 68%, плагиоклаз (№ 30) — 25%, амфибол — 2%, биотит — до 2%, магнетит — 2%, акцессорные

минералы (апатит, сфен, ортит) — до 1%. Кварцевый амфибол-биотитовый сиенит: ортоклаз-пертит и криптопертит — 47%, плагиоклаз (№ 20—25) — до 30%, кварц — до 15%, амфибол — 3%, биотит — 4%, акцессорные минералы — около 1%. Граносиенит: ортоклаз — 40%, плагиоклаз (№ 20) — до 33%, кварц — около 20%, амфибол и биотит — около 5%, акцессорные минералы (апатит, сфен, рутил, циркон, ортит) и магнетит — до 2%.

Петрохимическая характеристика формации сиенитов может быть представлена на основании имеющихся анализов 15 образцов. Сравнение химических составов и числовых характеристик (табл. 9) показывает, что породы различной основности являются представителями близких химических ассоциаций.

Химический состав пород сиенитовой

Компоненты	Название породы,						
	Шонкинит, о. Расторгуева	Шонкинит-авгитовый сиенит, о. Расторгуева	Авгитовый сиенит, о. Расторгуева	Лейкократовый монзонит, о. Расторгуева	Лейкократовый монзонит, о. Моржово	Пироксен-амфиболовый сиенит, о. Моржово	Пироксен-амфиболовый сиенит, о. Расторгуева
	Из меланократового слоя			Из мезократового			
SiO ₂	51,77	52,69	55,10	56,59	56,61	56,62	58,84
TiO ₂	0,86	0,96	0,86	0,62	0,71	0,62	0,61
Al ₂ O ₃	14,16	15,17	15,25	15,38	16,60	16,32	16,14
Fe ₂ O ₃	5,58	4,87	3,27	3,51	4,45	3,31	3,88
FeO	2,90	3,18	2,98	2,66	1,86	3,32	2,45
MnO	0,14	0,12	0,16	0,07	0,15	0,17	0,13
MgO	6,00	5,47	4,63	4,12	4,50	3,51	3,00
CaO	9,38	8,72	7,90	7,41	5,79	6,69	5,40
Na ₂ O	2,68	2,77	3,10	3,44	4,02	4,04	4,29
K ₂ O	5,51	5,30	5,72	5,53	4,67	4,71	4,76
P ₂ O ₅	0,98	0,66	0,59	0,51	0,51	0,48	0,49
П.п.п.	0,45	0,50	0,43	0,39	0,62	0,55	0,59
Сумма	100,41	100,41	99,99	100,23	100,49	100,34	100,58
	Числовые						
<i>a</i>	13,5	13,6	14,8	15,1	15,5	15,6	15,0
<i>c</i>	2,5	3,2	2,5	3,2	3,1	3,1	3,3
<i>b</i>	26,0	23,3	20,3	18,7	17,0	17,1	14,1
<i>s</i>	58,0	59,9	62,3	63,7	64,3	64,2	67,6
<i>f'</i>	28,7	30,3	27,6	29,8	33,4	35,7	40,8
<i>m'</i>	38,3	38,9	38,2	36,6	44,7	34,5	35,9
<i>c'</i>	33,0	30,8	34,2	33,6	21,9	29,8	23,3
<i>n</i>	42,5	44,6	45,1	48,7	56,5	56,5	62,7
<i>a/c</i>	5,5	4,3	5,7	6,0	4,8	5,0	4,5
<i>Q</i>	-3,5	-10,6	-8,0	-5,3	-5,6	-6,0	+2,0

Примечание. Все образцы, за исключением описанных в столбцах 10 и 11, образцы столбцов 10 и 11 из коллекции Н. Н. Мутафи, 1937 г.

К наиболее щелочной из ассоциаций относятся породы, переходные от авгитовых сиенитов к шонкинитам, авгитовые сиениты и щелочные амфиболовые сиениты. По положению вариационной кривой, соединяющей фигуративные точки этих пород на диаграмме А. Н. Заварицкого, ассоциация может быть отнесена к умеренно щелочному

типу, близко отвечающему сериям Марус-Хейвуд и Иого-Пик. Породы характеризуются насыщенностью SiO_2 , а по количеству щелочей находятся на грани богатых и умеренно богатых разновидностей. Относительное количество кальция, входящее в алюмосиликаты, невелико (с колеблется от 2,4 до 2,6), что отличает авгитовые сиениты этой формации от среднего состава по Дели.

В пределах естественных серий количества связанного силикатом $\text{Ca} + \text{Fe}^{++} + \text{Mg}$ испытывают непрерывные достаточно плавные изменения. Для серии авгитовых сиенитов и разновидностей, переходных к шонкнитам, b изменяется от 26 до 21. В серии щелочных амфиболовых и пироксен-амфиболовых сиенитов вариации b составляют от 9 до 4 единиц. Для обеих серий характерно преобладание калия над нат-

Таблица 9

формации островов Пясинского залива

место взятия образца

Пироксен-амфиболовый сиенит, о. Моржово	Щелочной амфиболовый сиенит, о. Расторгуева	Щелочной амфиболовый сиенит, о. Западный Камennyй	Щелочной амфиболовый сиенит, о. Западный Камennyй	Кварцевый амфиболовый сиенит, о. Моржово	Кварцевый амфибол-биотитовый сиенит, о. Расторгуева	Кварцевый биотит-амфиболовый сиенит, о. Расторгуева	Граносиенит, о. Моржово
слой							
Из лейкократового слоя							
59,26	62,99	60,82	63,20	65,06	68,50	67,31	66,64
0,61	0,27	0,28	0,45	0,38	0,37	0,36	0,34
16,73	19,66	19,22	17,32	16,07	14,62	16,71	15,59
1,81	1,28	1,80	2,57	2,01	3,32	1,40	3,39
2,51	0,47	1,41	1,52	1,20	0,25	0,94	1,09
0,13	0,04	0,07	0,10	0,11	0,03	0,06	0,11
3,89	0,80	0,58	1,18	2,06	1,89	1,47	0,97
4,81	2,11	2,12	2,04	3,86	2,26	2,83	2,77
3,11	4,72	3,84	4,07	3,86	3,97	4,01	3,61
6,68	7,27	8,69	6,59	5,04	4,97	4,88	5,52
0,41	0,03	—	—	0,23	0,13	0,16	0,09
0,63	0,55	0,71	0,75	0,72	0,17	0,33	0,40
100,58	100,19	99,54	99,79	100,60	100,48	100,46	100,52

характеристики

16,4	21,2	21,9	19,83	15,6	15,6	15,8	15,78
2,9	2,6	2,4	1,62	2,8	1,6	3,2	2,52
13,4	3,4	4,3	6,97	8,2	7,1	4,8	6,00
67,3	72,8	71,4	71,58	73,4	75,7	76,2	75,7
29,3	49,0	67,0	52,4	34,4	43,0	45,1	56,8
49,0	42,6	25,0	29,6	42,7	44,0	50,7	28,4
21,7	$a' = 8,5$	8,0	18,4	22,9	13,0	4,2	14,8
41,3	49,7	50,0	52,8	54,4	53,0	55,4	54,0
5,6	8,1	9,1	12,2	5,6	9,7	4,9	6,3
-1,0	+0,6	+3,4	+2,0	+12,8	+18,6	+17,6	+17,3

из коллекции Ю. Е. Погребицкого; аналитики С. В. Ташанова и Л. З. Шиндлер, 1957 г.

рием, находящихся в постоянном соотношении. В минералогическом составе пород это явление наряду с постоянством c , выразилось в единстве полевошпатовой группы. При сравнении меланократовой и лейкократовой серий в отношении содержания магния и железа наблюдается обычное для пород этой ассоциации обогащение железом.

фемических минералов с возрастанием кислотности пород. Входящие в эту же ассоциацию щелочные амфибол-пироксеновые сиениты отличаются пониженным количеством анортитовой составляющей ($c = 0,4-0,6$) и повышенным количеством натрия, что выразилось в появлении щелочных пироксенов и амфиболов.

Переход к щелочноземельным ассоциациям представлен серией мезократовых пород. Основные члены этой серии — лейкократовые монцониты, ложатся на линию щелочных пород, в то время как кислые разности серии, представленные пироксен-амфиболовыми сиенитами, попадают уже в область щелочноземельных ассоциаций. Для лейкократовых монцонитов отличие от пород щелочной линии заключается в несколько меньшем количестве щелочей и некотором увеличении роли натрия. Пироксен-амфиболовые сиениты, оставаясь насыщенными SiO_2 , в отношении щелочей приближаются к границе бедных и умеренно богатых пород. Значение натрия поднимается до равных соотношений с калием. От средних составов по Дели породы этой серии отличаются небольшим относительным количеством связанного силикатом кальция и алюминия (c варьирует от 2,3 до 3,3).

Ассоциация щелочноземельных пород начинается серией граносиенитов и кварцевых амфиболовых и биотит-амфиболовых сиенитов. По положению вариационной кривой, соединяющей фигуративные точки этих пород, она является одной из крайних щелочноземельных линий, лежащих вблизи границы с областью щелочных ассоциаций. Для пород этой серии характерны пересыщенность SiO_2 и умеренно богатое содержание щелочей. Относительное количество кальция, входящее в алюмосиликаты, тождественно щелочным сериям и может рассматриваться как фактор петрохимического родства, которое подчеркивается соотношением калия и натрия, равным соотношению в мезократовых породах, а также высоким содержанием магнезии.

Контактные воздействия формации сиенитов выражены в образовании ореолов роговиков и скарнов.

Роговики представлены биотит-полевошпатово-кварцевыми и пироксен-биотито-полевошпато-кварцевыми разностями. Макроскопически это тонкозернистые, почти сливные породы с раковистым изломом, темно-серого до черного цвета. Невооруженным глазом хорошо различима тонкая вкрапленность пирита и пирротина. В шлифе роговики имеют микрогранобластовую мозаичную структуру с реликтами регенерационной структуры. Мелкие (до 0,1—0,2 мм) зерна полевого шпата и кварца составляют 65—80% породы. Плагиоклаз роговиков содержит около 8—10% анортитовой составляющей. В роговиках установлены пирротин, пентландит и молибденит.

Скарны о. Расторгуева и о. Моржово по числу минеральных фаз и генераций делятся на скарны простого и сложного состава. Скарны простого состава характеризуются малым числом фаз (2—3). Обычно это пироксен и гранат плюс скаполит или волластонит. Гранат и пироксен присутствуют иногда в двух генерациях. При петрографическом изучении установлены широкие вариации в количественных соотношениях перечисленных выше минералов. Тем не менее возможно выделение общей группы гранат-пироксеновых скарнов со скаполитом и волластонитом. Критериями для выделения скарнов сложного состава является большое число породообразующих минеральных фаз (более 4—5) и появление второй и третьей генерации скаполита, волластонита, пироксена и граната. По наиболее устойчивым ассоциациям могут быть выделены: 1) пироксен-полевошпатовые скарны со скаполитом и кальцитом; 2) пироксен-амфибол-эпидот-полевошпато-

вые скарны; 3) гранат-пироксен-эпидот-кальцитовые скарны с полевым шпатом и кварцем; 4) гранат-пироксен-кальцитовые скарны с повышенным содержанием рудных минералов. Для сложных скарнов характерны слоистые текстуры, обусловленные сочетанием гранатовых и пироксеновых минеральных ассоциаций.

В простых скарнах содержится обильные вкрапленники магнетита. В сложных скарнах, особенно в четвертой разновидности, установлены молибденит, шеелит, халькопирит и другие рудные минералы.

ТЕКТОНИКА

Острова Таймырского мелководья располагаются в различных структурных зонах, принадлежащих двум геоструктурам: Карскому позднепалеозойскому сводовому поднятию и сопряженному с ним позднепалеозойскому прогибу, испытавшему неполную инверсию и орогенез. Обе эти геоструктуры представляют собой результат тектонической активизации допозднепалеозойской Сибирской платформы, или, иначе, область «омоложенной» платформы (Погребницкий, 1963).

На Таймырском полуострове располагается южный сегмент Карского сводового поднятия. Его центральная часть закрыта водами Карского моря. В пределах южного сегмента на дневную поверхность выведены тектонические структуры докембрия, преобразованные в период тектонической активизации.

В качестве главных структурных единиц докембрия выделяются древняя (докембрийская) Карская плита и Таймыро-Тунгусский дорифейский геосинклинальный трог с эвгеосинклинальным типом развития (Погребницкий, 1965).

Острова, расположенные вдоль побережья Харитона Лаптева, включая архипелаг Норденшельда, располагаются в границах Карской докембрийской плиты.

В тектоническом отношении структурные образования этих островов относятся к четырем историко-генетическим структурным ярусам: архейскому (древний фундамент), протерозойскому (древний чехол), позднепалеозойскому, представленному орогенными формациями — интрузиями и, наконец, к ярусу, соответствующему молодому чехлу (мезо-кайнозойскому), залегающему практически горизонтально. Соответственно первые три яруса составляют структурный комплекс нового фундамента «омоложенной» мезо-кайнозойской платформы.

В аналогичном положении находятся острова в береговой зоне полуострова Челюскин. Отличием является то, что в комплексе «омоложенного» фундамента протерозойский структурный ярус соответствует древнему геосинклинальному ярусу.

Следует отметить, что особое место в тектонической структуре занимают острова архипелага Норденшельда. Они располагаются в зоне древнего шва, на границе древней плиты и дорифейского геосинклинального трога. Этот шов от Енисейских структур через полуостров Таймыр и архипелаг Норденшельда уходил далее на север в сторону пролива Шокальского на Северной Земле. В период формирования сводового поднятия здесь проходила одна из наиболее интенсивных зон тектонической активизации, обусловившей образование выступа в кристаллическом фундаменте и гранитный магматизм. Простирающиеся сланцеватости и пликвативные дислокации в отложениях архипелага Норденшельда, как правило, подчинены простираению этого древнего долгоживущего шва. Исключением являются отмеченные выше чашеобразные синклинали, располагающиеся в осевой зоне выступа фундамента в теле гранитов; вероятно, их формирование свя-

зано с тектоническими напряжениями, обусловленными магматическим процессом.

Острова Пясинского залива (Восточный и Западный Каменные) располагаются в крыле верхнепалеозойского поднятия. Здесь структурные ярусы древнего фундамента и протерозойского чехла оказались соответственно на глубине. Вместе с тем на островах сохранился рифейский структурный ярус и ярус, представленный интрузиями периода активизации. На о. Расторгуева можно непосредственно наблюдать перекрытие «омоложенного» фундамента мезо-кайнозойскими горизонтально лежащими и полого падающими (до 12° к юго-востоку) отложениями, составляющими платформенный чехол. Простираение рифейских пород на островах Пясинского залива подчинено субширотному отрезку дугообразного крыла Карского сводового поднятия. Они имеют весьма крутые (до вертикальных) падения.

Остров Андрея на востоке Таймырского полуострова соответствует борту позднепалеозойского прогиба. Обнаженные на острове верхнесилурийские отложения относятся к ниже-среднепалеозойскому платформенному структурному ярусу. Пликативные дислокации силурийских отложений, имеющие здесь восточно-северо-восточное простираение, подчинены простираению борта прогиба и сформировались при его образовании (пермь—триас). Здесь наблюдаются фрагменты мелких линейных складок с крутыми (60°) крыльями.

Острова близ побережья Таймыра (о. Диксон и окружающая его группа мелких островов) соответствуют северо-западному краю Пясинской впадины позднепалеозойского прогиба. Обнаженные здесь пермские отложения и трапповые интрузии относятся к субгеосинклинальному позднепалеозойскому структурному ярусу, сформированному в период тектонической активизации. Наблюдаемые здесь фрагменты пликативных и дизъюнктивных дислокаций субширотного простираения возникли в период инверсии этой части прогиба (триас) и соответствуют простираению складок в пределах материка. Наиболее часто отмечаются крутые падения (до 70°), но имеются также выходы пологолежащих пород (до 10°), отвечающие, очевидно, замкам складок.

ОСТРОВА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

В юго-западной части моря Лаптевых при входе в Хатангский залив расположено три острова: Преображения, Малый Бегичев и Большой Бегичев. Самым большим (площадь 1920 км²) и наиболее изученным является о. Большой Бегичев.

Описываемые острова были открыты Великой Северной экспедицией, а позднее посещались А. Э. Норденшельдом (1878) и Н. А. Бегичевым. Последним была собрана коллекция фауны, описанная Д. Н. Соколовым (1910, 1914). Первое геологическое изучение о. Большой Бегичев было проведено лишь в 1933 г. Нордвикской экспедицией Главсевморпути. Т. М. Емельянец (1939) описал берега острова и сделал ряд маршрутов в глубь его. В 1935 г. Ю. А. Колодяжный произвел глазомерную геологическую съемку островов Большой Бегичев и Преображения. На о. Преображения больше геологических работ не производилось. Остров Малый Бегичев геологами не посещался. Затем исследования на о. Большой Бегичев вели Ю. А. Колодяжный, М. С. Шлейфер, З. З. Ронкина, В. А. Басов и др. (1959).

Фауна определялась В. И. Бодылевским, В. Н. Саксом (белемниты), Д. Н. Соколовым, Н. И. Шульгиной; микрофауна — В. А. Басовым, отпечатки растений — Н. Д. Василевской и В. А. Вахрамеевым; древесина — И. А. Шилкиной; споры и пыльца — Н. М. Бондаренко.

СТРАТИГРАФИЯ

На островах моря Лаптевых обнаружены верхнеюрские, нижнемеловые и четвертичные отложения (рис. 46).

Юрская система

Верхний отдел

Отложения верхнего отдела юрской системы, в составе которого установлен келловейский ярус, имеются на островах Большой Бегичев и Преображения (рис. 47).

Наиболее полный разрез мощностью 44 м наблюдается на о. Большой Бегичев, где устанавливаются три подъяруса келловейского яруса. В юго-восточной части острова в береговых обрывах обнажаются нижнекелловейские глинистые алевролиты черного и зеленовато-черного цвета и черные аргиллитоподобные алевролитистые глины с включениями пирита и ярозита. В породах встречаются редкие конкреции разнообразной формы, сложенные глинистым сидеритом, известковистым алевролитом и глинистым известняком. Размеры конкреций варьируют от нескольких до 70 см. Кроме того, присутствуют конкреции кальцита звездчатой и пальцеобразной формы величиной до 15 см. Из этих отложений мощностью 10 м собраны *Cadoceras elat-*

mae Nik., *C. ex gr. elatmae* Nik., *Gresslya sibirica* Bodyl. и др. По-видимому, из этих же слоев был описан *Cadoceras bjegitschevi* Bodyl. В конкрециях наблюдаются обломки сидеритизированной древесины *Xenoxylon barberi* Schwagd. до 30 см в диаметре.

Выше залегают среднекелловейские черные аргиллитоподобные алевролитистые глины, листоватые и трещиноватые мощностью 9 м.

В нижней части пачки глин наблюдаются конкреции глинистых известняков и известковистых алевролитов. Конкреции образуют линзовидные тела, достигающие в длину 4 м при мощности до 2 м. В верх-

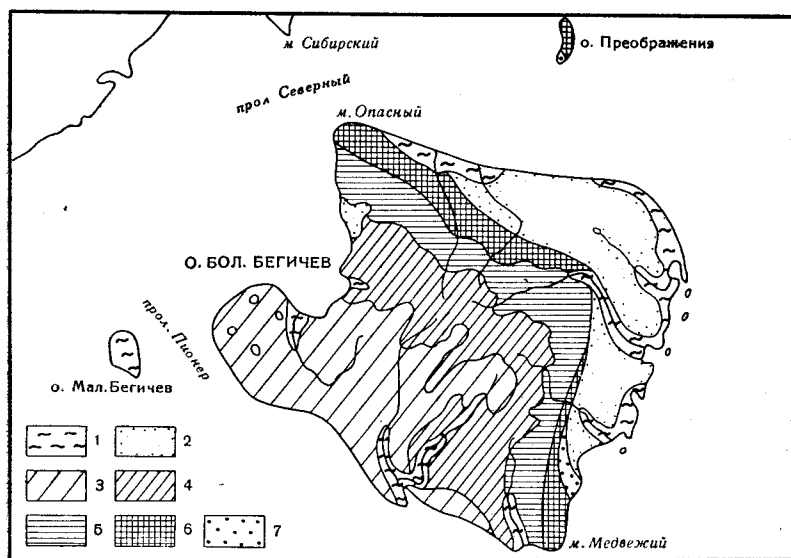


Рис. 46. Схематическая геологическая карта островов моря Лаптевых
1 — верхнечетвертичные — современные (нерасчлененные) и современные отложения; 2 — верхнечетвертичные отложения; 3 — нижний мел, альб., огневская свита; 4 — нижний мел, апт., сангасалинская и рассохинская свита; 5 — нижний мел, баррем — верхний готерив, тигянская свита; 6 — нижний мел, средний — верхний валанжин и нижний готерив; 7 — верхняя юра, келловей

ней части пачки глин присутствуют лишь редкие, мелкие, обычно уплощенные конкреции глинистого сидерита до 5, иногда 10 см, и еще реже округлые конкреции пирита до 1,5 см. Встречаются стволики (3—5 см в диаметре) сидеритизированной древесины *Araucariopitys* sp. Из этой пачки определены *Cadoceras milaschevici* Nik., *Pachyteuthus* cf. *cuneata* Gust., *P. subrediviva* Lem., *P. subextensa* — *panderi* Ромп., *Gresslya sibirica* Bodyl., *Pseudonodosaria granduloides* Mjatl., *Fronicularia* cf. *nodulosa* Furss. et Pol., *Lagena* sp. и др.

На этих глинах на юго-восточном берегу о. Большой Бегичев, а также в нижнем течении р. Иннокентьевки залегают черные аргиллитоподобные глины мощностью 17 м. В глинах наблюдаются обломки минерализованной и обугленной древесины, а в верхней части — многочисленные конкреции алевролитового известняка, глинистого сидерита и кальцита.

Глины перекрываются 8-метровой пачкой черных глинистых алевролитов с мелкими конкрециями (до 50—60 см), обломками древесных стволов *Araucariopitys araucarioides* Goth. диаметром до 20 см.

Глины и алевролиты заключают фауну верхнего келловея *Longaeviceras nikitini* (Sok.), *L. holtedahli* (Salif. et Freb.), *L. cf. keyserlingi* (Sok.), *L. novosemelicum* Bodyl., *Cadoceras stenolobum* Keys., *Pachyteuthis subextensa-panderi* Rompr., *Isognomon promytiloides* Ark. и др.

На о. Преображения наблюдаются, по-видимому, отложения только верхнего келловея. Они обнажаются в юго-западной части острова и имеют видимую мощность 25 м.

Представлены они черными аргиллитоподобными алевролитистыми глинами с конкрециями глинистого сидерита с *Longaeviceras keyserlingi* (Sok.), *Cadoceras stenolobum* Keys., *Paralleledon stschirovskii* Rouill.

Меловая система

На островах Большой Бегичев и Преображения установлены отложения лишь нижнего отдела, которые пользуются широким распространением. В их составе выделяются морские валанжинские и нижнеготеривские, а также лагунно-континентальные угленосные образования от верхнего готерива до альба включительно.

Нижний отдел

Валанжинский ярус

На о. Большой Бегичев, к югу от устья р. Иннокентьевки, обнажаются средневаланжинские аргиллитоподобные глины видимой мощностью 5—6 м. Глины алевролитистые черные тонкооскольчатые с включениями ярозита и многочисленными конкрециями глинистого сидерита размером 30—50 см, изредка до 1 м. Внутри конкреций наблюдаются мелкие (0,5—0,7 см) стяжения пирита. Здесь собраны *Polyptychites cf. ramulicosta* Pavl., *Aucella sibirica* Sok., *A. crassicollis* Keys., *A. terebratuloides* Lah. var. *regularis* Pavl. и др., а также единичные известковые фораминиферы.

Отложения верхнего валанжина наблюдаются в обрывах юго-восточного берега о. Большой Бегичев. Они также представлены черными аргиллитоподобными глинами мощностью 55 м. Глины алевролитистые тонкооскольчатые с выцветами ярозита, конкрециями глинистого сидерита шаровой и уплощенной формы размером до 1,5 м. Часто встречаются линзовидные прослои (3—5 см мощности) тонкослоистых известковистых алевролитов и алевролитистых известняков (до 20 см).

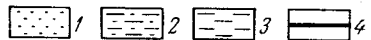
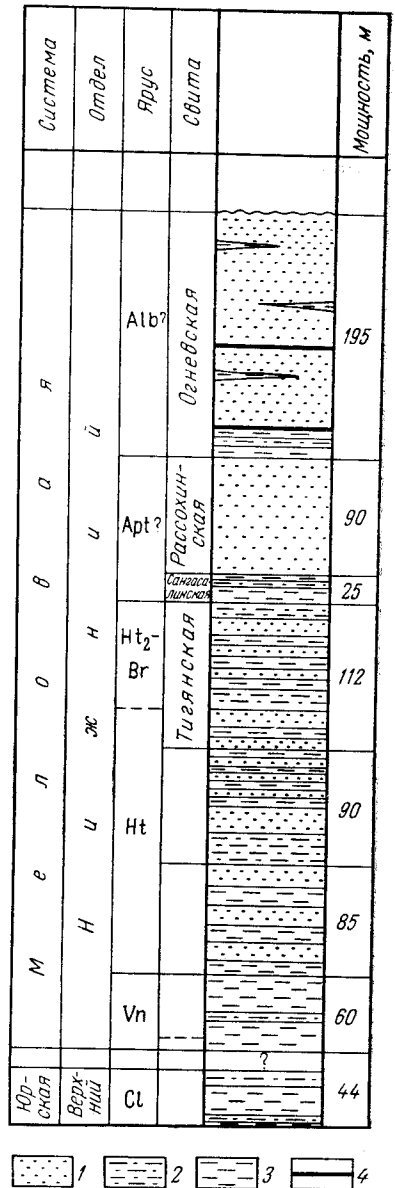


Рис. 47. Стратиграфический разрез юрских и меловых отложений о. Большой Бегичев
1 — пески, песчаники, 2 — алевролиты, алевролиты; 3 — глины, аргиллитоподобные глины; 4 — угли

В средней части залегает 10-метровый прослой тонкослоистого алевролита с многочисленными растительными остатками. Выше по разрезу в глинах наблюдаются неправильные линзообразные включения алевритового и редко песчаного материала светло-серого цвета. В глинах много мелких обугленных растительных остатков, среди которых найден *Cladophraxis* sp. Определенные отсюда *Bochianites demissus* B o d y l., *Neocraspedites* cf. *liapinensis* B o d y l., *Polyptychites* sp. indet., *Dichotomites* sp. indet., *Acroteuthis* cf. *subquadrata* R o e m., *Aucella terebratuloides* L a h. var. *regularis* P a v l., *Glomospira* ex gr. *gaultina* B e r t h., *Marginulina robusta* R e u s s. и др. позволяют относить эти отложения к верхнему валанжину.



Рис. 48. Выходы отложений келловей на о. Большой Бегичев. Фото Е. Г. Юдовного

Готеривский ярус

Нижнеготеривские отложения мощностью 175 м разделяются на две пачки. Нижняя, мощностью 85 м, обнажается по юго-восточному берегу о. Большой Бегичев, где она непосредственно перекрывает глины верхнего валанжина. Пачка сложена песчано-глинисто-алевритовыми породами, состоящими из чередующихся прослоев светло-серого песчаного и алевритового материала и темно-серого глинистого, с неправильной волнистой прерывистой слоистостью, линзами известковистых песчаников мощностью до 1 м. К глинистым прослоям приурочены мелкие обугленные растительные остатки.

Вверх по разрезу породы становятся несколько более однородными за счет увеличения мощности прослоев, сложенных песчаным и алевритовым материалом. Встречаются включения гальки глин, обломки древесины до 5 см в диаметре. К глинистым прослоям приурочены мелкие (до 1,5 см) звездчатые конкреции кальцита. В средней части пачки найдены *Pleuromya* cf. *uralensis* O r b., *Thracia* cf. *lata* A g., *Aucella* sp. indet.

Верхняя пачка мощностью 90 м обнажается как по юго-восточному берегу о. Бегичева, залегая на породах нижней пачки, так и в бассейнах рек Раздельной, Иннокентьевки и в районе мыса Опасного. Пачка сложена чередующимися пластами мощностью 8—15 м алев-

ролитов и песчаников. В верхней части имеются пласты черных аргил-литоподобных глин мощностью 3—5 м. Алевролиты светло-серые неслоистые с конкрециями известковистых песчаников и алевролитов, с желваками пирита, с редкими растительными остатками. Песчаники рыхлые мелкозернистые светло-серые с линзами известковистых песчаников мощностью до 1,5 м, с редкими тонкими линзочками (до 15 см) растительного детрита, с обломками обугленной древесины. В верхней части пачки песчаники переходят в пески зеленовато-серые с косой слоистостью. Характерно широкое развитие флюидальных



Рис. 49. Выходы отложений тигянской свиты на берегу о. Большой Бегичев. Фото Е. Г. Юдовного

текстур. Среди многочисленных обугленных растительных остатков отсюда определен *Cladophlebis* sp.

В этой пачке собраны *Polyptychites* (? *Dichotomites*) sp. indet., *Aucella sublaevis* Keys., *Thracia* aff. *lata* Ag., *Liostraea anabarensis* Bодyl., *Modiola* cf. *sibirica* Bодyl., *Lima* cf. *consobrina* Orb. На реках Раздельной и Иннокентьевке найдены: *Polyptychites* sp. (? *Dichotomites*), *Ammonites* sp. (? *Neocraspedites*), *Cylindroteuthis* ? cf. *haraby-lensis* Sachs, *Entolium* cf. *nimmulare* Orb. и др.

На о. Преображения, по-видимому, имеются отложения лишь нижнего готерива. Судя по описанию Ю. А. Колодяжного, в них также выделяются две пачки: нижняя, сложенная породами смешанного состава, и верхняя, более песчаная с широким развитием флюидальных текстур. Мощность этих отложений около 150 м.

Верхний подъярус готеривского яруса — барремский ярус (?)

Тигянская свита

На о. Большой Бегичев отложения тигянской свиты мощностью 112 м пользуются широким распространением. Они обнажаются по южному и северо-восточному берегам, а также на больших площадях внутри острова, непосредственно перекрывая породы нижнего готерива. Граница между нижним готеривом и тигянской свитой проводится по появлению первых прослоев угля.

В основании разреза выделяется 12-метровая пачка уплотненных зеленовато-серых песков, неслоистых и косослоистых. Последние обогащены обугленным растительным материалом. Встречаются включения гальки глин, обычно образующие скопления линзовидной формы, линзочки угля (до 3 см), а также шаровые и линзовидные конкреции известковистых песчаников. Верхняя пачка мощностью 100 м сложена слоистыми глинисто-алеврито-песчаными породами, чередующимися с мелкозернистыми песками. Роль песков вверх по разрезу возрастает.

В глинисто-алевритовых прослоях наблюдаются флюидалные текстуры и знаки ряби.

В породах присутствуют конкреции известковистых песчаников с растительными остатками и обломками обугленной и минерализованной древесины, а также конкреции глинистых известняков. В последних найдены *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *Nilssonia* ex gr. *orientalis* Heer, *Podozamites eichwaldii* Schimp., *P. latifolius* Heer и др. В составе древесины установлены *Araucariopitys transiens* Goth., *A. araucarioides* Goth., *Pinoxylon cavernosum* G. et M.

В спорово-пыльцевом комплексе из отложений тигянской свиты много спор *Salvinia* (?) *perpulchra* Bolch., *Lygodium*, *Coniopteris*, *Cibotium*, *Leiotriletes*, пыльца разнообразных *Podocarpus*, Pinaceae, *Protopicea*, *Protopinus*.

Аптский ярус

Отложения аптского яруса подразделяются на две свиты: сангасалинскую и рассохинскую.

Сангасалинская свита

Отложения этой свиты мощностью 25 м в виде узкой полосы прослеживаются по всему о. Большой Бегичев с юго-восточного его конца к северо-западному, непосредственно залегая на породах тигянской свиты.

В разрезе преобладают черные, листоватые и углистые глины с мелкими растительными остатками и конкрециями известковистых алевролитов. Глины переслаиваются с алевролитами черными углистыми или розовато-серыми с обугленными растительными остатками, располагающимися перпендикулярно плоскости напластования. Встречаются обугленные древесные стволы. При выветривании алевролиты приобретают голубовато-белый цвет.

Среди глин и алевритов имеются прослои светло-серого мелкозернистого песка и глинисто-алевритовых неправильно слоистых пород. В песках содержатся конкреции известковистых песчаников и гальки сидеритизированных глин. Присутствуют три пласта углей: нижний мощностью 1,5 м, средний — 0,5 м (залегает линзами) и верхний мощностью 0,8 м. Уголь трещиноватый полублестящий или матовый, слоистый. На плоскостях напластования, имеющих иногда раковистый излом, встречаются мелкие включения янтаря. Угли по степени углекислотности соответствуют начальной стадии длиннопламенных.

В спорово-пыльцевых комплексах преобладают споры *Sphagnites*, *Coniopteris*, *Gleichenia*, *Leiotriletes* и пыльца *Protopicea* и *Pinus*.

Рассохинская свита

Отложения рассохинской свиты мощностью 90 м обнажаются на значительной территории в центральной части о. Большой Бегичев. Они представлены толщей характерных крупно-среднезернистых и

реже мелкозернистых песков, иногда с галькой и гравием кварца и осадочных пород. Эти пески залегают на верхнем пласте угля сангасалинской свиты. Пески светло-серого и светло-бурого цвета, при выветривании приобретают белую окраску. Последняя обусловлена каолинизацией их, причем у бурых разновидностей также имеется каолинизированная «корочка» толщиной до 0,1 см. Интенсивнее каолинизированы более крупнозернистые разновидности. Бурые углистые песчаники залегают в виде линз.

В толще песчаных пород наблюдаются линзовидные прослои мощностью 0,5—0,7 м, состоящие из скоплений конкреций сидерита, сидеритизированной гальки глин, а также обломков сидеритизированной и обугленной древесины. Диаметр древесных стволов достигает 35 см. Встречаются крупные (до 3 м) шаровые конкреции известковистых песчаников, часто с концентрической отдельностью, с массой обугленного растительного детрита. Среди песков отмечаются также редкие линзы и карманы глин и алевроитов.

Альбский ярус (?)

Огневская свита

Отложения огневской свиты мощностью 195 м занимают всю юго-западную часть о. Большой Бегичев. На песках рассохинской свиты залегают пачка мощностью 21 м, сложенная алевроитами, глинами и углями. Алевроиты серые и черные (углистые) с мелкими растительными остатками с конкрециями алевролитов. Глины коричневые и черные, углистые, листоватые, с конкрециями углистых алевролитов. Имеются три пласта углей: нижний мощностью 1,5 м, средний — 2 м и верхний — 3 м. Уголь слоистый, состоит из прослоев матовых и обладающих шелковистым блеском. В углях часты отпечатки древесных стволов. В кровле пачки наблюдаются горелые породы.

Выше залегают пачка мощностью 68 м, сложенная мелко-среднезернистыми песками с конкрециями известковистых песчаников. Конкрекции шаровые с концентрической отдельностью или линзовидные. В песках наблюдается чередование пачек сравнительно однородных и слоистых. Последние обогащены растительным детритом, линзами глин, глинисто-алевритовых пород, обломками обугленной древесины. В верхней части пачки встречаются линзы угля мощностью до 25 см и обломки сидеритизированной древесины.

Пески перекрываются углями черными трещиноватыми с шелковистым блеском мощностью 4 м, на которых лежат горелые породы или светло-серые песчаники. Общая мощность этой пачки 7 м.

Разрез огневской свиты заканчивается пачкой (мощностью 99 м) мелко- и среднезернистых массивных и слоистых песков с многочисленными конкрециями известковистых песчаников, с карманами глин, содержащими скопления растительного материала и древесины.

Угли, по заключению Л. А. Большаковой, бурые, переходные к длиннопламенным.

В глинах и углях огневской свиты преобладают споры *Lycopodiales*, *Selaginella*, *Salvinia* (?) *perpulchra* Volch., *Hymenophyllaceae* (?), *Polypodiaceae*, *Gleichenia* и др. и пыльца *Picea*, *Pinus* subgen. *Haploxyton*, *Cedrus densireticulata* Sauer, *Ginkgoaceae* и др.

Четвертичные отложения

Четвертичные отложения на описываемых островах образуют небольшой покров, мощность которого колеблется от десятых долей метра до нескольких десятков метров. Данные о составе и строении четвертичных отложений имеются лишь для о. Большой Бегичев.

Минимальная мощность четвертичных отложений установлена в центральной части острова, где вершины холмов и увалов прикрыты небольшим слоем делювия и элювия; к периферии мощность четвертичных пород увеличивается и достигает наибольшей величины в северо-восточной части острова.

Четвертичные отложения подразделяются на верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые), относимые к каргинскому межстадиалу, нерасчлененные верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) — современные (голоценовые) и современные (голоценовые).

Верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) отложения

Верхнечетвертичные отложения известны на южном и северо-восточном берегах острова, где они слагают третью морскую террасу с максимальными абсолютными отметками до 60 м.

Наибольшую мощность (до 20 м) верхнечетвертичные отложения имеют в восточной части острова между устьями рек Иннокентьевки и Раздельной. Представлены они серыми и темно-коричневыми суглинками, перемежающимися с торфом и линзами ископаемого льда. В суглинках имеются линзы желтовато-серого песка. Лед участвует в образовании бугров вспучивания — байджарахов. Мощность льда достигает 3—4 м.

В этих отложениях обнаружены кости, зуб и бивни, принадлежащие, по определению В. Е. Гарута, наиболее древней форме мамонта.

Нерасчлененные верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) — современные (голоценовые) отложения

К этому подразделению отнесены отложения мощностью до 20 м, встреченные на поверхности второй и первой морских террас высотой соответственно 26—20 м и 20 м по западному, северному и восточному берегам о. Большой Бегичев. Отложения представлены мелкозернистыми глинистыми песками светло-коричневого цвета.

Современные (голоценовые) отложения

В составе современных отложений выделяются эоловые, прибрежно-морские, озерно-болотные, а также элювиальные, делювиальные и аллювиальные отложения.

Эоловые отложения имеются в северо-восточной части острова. Здесь берег представлен ровной площадкой высотой 6 м. Площадка сложена желтовато-серыми песками, которые периодически перевеиваются ветрами, образуя небольшие дюны. Мощность песков до 6 м.

Прибрежно-морские образования — косы, отмели и пляжи — представлены желтовато-серыми разнородными песками. В сложении береговых валов принимают участие гравий, плоская галька и слабоокатанные плитки коренных пород. Встречаются отдельные гальки и мелкие валуны траппов.

Озерно-болотные отложения известны на полуострове Оленьем. Они представлены темно-серыми с синеватым оттенком иловатыми глинами и торфяниками. Можно предполагать, что такие же отложения распространены и на о. Малый Бегичев.

Делювиальные отложения развиты на большей части острова на водораздельных пространствах и склонах современных долин. Мощность делювия колеблется от 0,3 до 1 м. Делювиальный покров со-

стоит из коричневых суглинков, иногда обогащенных плитками подстилающих пород.

Элювиальные образования, являющиеся продуктами разрушения пород меловой угленосной толщи, наблюдаются на вершинах сопок в центральной части острова. Элювий представлен светло-серыми песками и обломками песчаников.

Аллювиальные отложения слагают речные террасы и русла рек. Они представлены светло-коричневыми суглинками с линзочками и прослоями песка и торфяника, а также желтовато-серыми разнозернистыми косослоистыми песками.

ТЕКТОНИКА И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Описываемые острова располагаются в пределах Енисейско-Ленского мезозойского прогиба на границе Хатангской и Лено-Анабарской впадин. Эти острова приурочены к крупной Пахсинско-Бегичевской брахиантиклинальной складке юго-восточного простирания. Остров Преображения располагается на северо-восточном крыле складки, о. Большой Бегичев на юго-западном.

На о. Большой Бегичев вскрывается моноклираль с падением слоев в южной части острова на юго-запад (углы падения 10—15°, постепенно уменьшаются по мере погружения структуры). К северу простирание слоев переходит в широтное, в северной части слои падают на юг.

Строение моноклинали неоднородно: местами отмечается слабая волнистость, а в юго-восточной части многочисленные дизъюнктивные нарушения.

Волнистость фиксируется появлением небольших антиклинальных складочек протяженностью до 50 м в отложениях верхней пачки нижнего готерива, сангасалинской и огневской свит. Сбросовые нарушения приурочены в основном к отложениям валанжина и готерива. Все сбросы имеют северо-западное простирание с падением на юго-запад. Плоскость сбрасывателя обычно крутая (в пределах 60—90°). Амплитуда сбросов небольшая: редко достигает 100 м, протяженность их также незначительная.

Довольно часто наблюдаются зоны дробления шириной до 20 м, выполненные трещиноватыми и комковатыми перемьятыми породами.

На о. Преображения дизъюнктивных нарушений не наблюдалось.

На островах имеются следы проявлений новейшей тектоники. По данным М. Т. Кирюшиной (1963), острова Большой Бегичев и Преображения представляют собой горст, оформившийся в послекаргинское время.

Таким образом, рассматриваемые острова расположены на территории, которая уже с начала юры представляла собой область накопления морских терригенных осадков. В настоящее время здесь сохранились лишь келловейские отложения, представленные всеми тремя подъярусами. Эти отложения перекрываются осадками среднего валанжина. Контакт келловейских отложений с вышележащими нигде не наблюдался. М. С. Шлейфер предполагал, что их разделяет крупный сброс. Это вполне вероятно, однако, если учесть, что и на о. Преображения и на восточном берегу Анабарской губы на отложениях келловей залегает морской неоком, можно допустить домеловой размыв, дошедший до келловей.

Морской режим сохранился до середины готерива. Во второй половине готеривского века наступила медленная регрессия моря, при-

ведшая к образованию на этих островах, как и на всей территории Енисейско-Ленского прогиба, угленосных лагунно-континентальных образований. Верхнемеловые отложения на о. Большой Бегичев, по-видимому, размыты. Об этом свидетельствует отсутствие в составе огневской свиты верхнего угленосного горизонта и бегичевской свиты, установленных на полуострове Хара-Тумус и в других районах Хатангской впадины.

Есть основание предполагать, что среди верхнемеловых осадков были и морские образования. В. П. Похиалайненем в несомненно нижнемеловых породах была обнаружена довольно разнообразная верхнемеловая микрофауна, которая могла быть вымыта из перекрывающих отложений. Такие факты известны в микропалеонтологической литературе.

В четвертичное время острова также находились в области распространения трансгрессии. Отсутствие всех осадков, кроме верхнечетвертичных и современных, свидетельствует о происходивших здесь поднятиях.

Глава IX

СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ

Архипелаг Северная Земля расположен в центральном секторе Арктики и в административном отношении входит в состав Таймырского национального округа Красноярского края РСФСР.

Он состоит из островов: Большевик — площадью 11 540 км², Октябрьской Революции — 14 200 км², Пионер — 1547 км², Комсомолец — 8502 км² и ряда мелких островов, таких как острова Седова площадью 100 км², а также о. Малый Таймыр, о. Старокадомского, острова Краснофлотские, острова Диабазовые, о. Шмидта, суммарная площадь которых не превышает 500 км². Общая площадь архипелага составляет 36 000 км².

Острова Северной Земли с запада и юго-запада омываются водами Карского моря, с севера — водами Северного Ледовитого океана, а с северо-востока и востока — морем Лаптевых. На юге архипелаг отделяется от берегов Таймырского полуострова проливом Вилькицкого шириной до 80 км.

Рассматриваемые острова расположены в зоне арктической пустыни. Своеобразие их географического облика обусловлено положением в высоких широтах среди обширных пространств полярных морей.

Одной из характерных особенностей Северной Земли является наличие оледенения покровного типа, играющего большую роль в строении и формировании рельефа островов. Ледниковый покров состоит из частично или полностью изолированных ледниковых куполов, площадью от нескольких десятков до нескольких тысяч квадратных километров. Общая площадь, занимаемая ледниками, составляет около 45% от всей площади архипелага. Наиболее крупными ледниками являются Ленинградский, Университетский, Вавилова, Карпинского, Русанова и Академии Наук СССР. К ледникам приурочены наивысшие отметки архипелага. Так, ледник Карпинского поднимается до 800 м над уровнем моря, ледники Университетский и Вавилова до 600 м. Наивысшие точки ледника Ленинградского достигают 600—650 м.

При внешнем однообразии ледяных щитов, среди них могут быть выделены два вида: а) ледяные шапки, или островные льды, подразделяющиеся на собственно островные льды и остаточные ледники; б) так называемые ледники возвышенностей.

Из них наиболее распространены собственно островные льды. Это ледник Академии Наук СССР, занимающий около 70% площади о. Комсомолец, ледник Вавилова на юго-западе о. Октябрьской Революции и западные половины ледниковых щитов Русанова, Карпинского и Университетского. Последние три ледниковых щита образуют единый ледяной покров, распадающийся на отдельные ледники, соединенные узкими перемычками. Для этого типа ледников характерны обширные площади, значительная мощность льда, плавные очертания подошвы и отсутствие нунатаков. Средние абсолютные отметки таких щитов колеблются в пределах 500—550 м. Периферические их части слабо

подвижны или несут следы недавних подвижек. Мощность покрова льда таких щитов ориентировочно 350—300 м.

Остаточные ледники характеризуются незначительными площадями, небольшими абсолютными отметками (300—400 м) и неподвижностью. К этому подтипу ледниковых щитов относятся ледники Альбанова и Дежнева на о. Октябрьской Революции, ледник Пионер, а также мелкие ледники на островах Комсомолец и Большевик.

К ледникам возвышенностей относятся ледниковые покровы с прихотливыми очертаниями подошвы, с обилием нунатаков, встречающихся не только в краевой, но и вблизи центральной частей ледников. Восточные и северо-восточные окраины ледников Университетского, Карпинского, Русанова, а также южные и юго-западные — ледника Академии Наук могут рассматриваться как ледники возвышенностей. Ледник Ленинградский на о. Большевик, особенно в своей западной части, также приближается по характеру к ледникам возвышенностей. В центральных частях таких покровов абсолютные отметки обычно составляют 600—700, реже 800 м. Периферические части ледников характеризуются обилиями подвижных ледяных языков. Ледниковые языки наблюдаются на о. Октябрьской Революции в фиорде Марата и на о. Большевик — в фиордах Тельмана и Спартак. С ледника Академии Наук в проливы Красной Армии и Юнгштурм сползают обширные ледниковые языки, испещренные многочисленными трещинами.

На всех островах архипелага встречаются навейные ледники, состоящие из слоистого льда и фирна. Местами в некотором удалении от ледников фиксируются метровые фирновые поля, в некоторых из них фирны переслаиваются с прослоями льда мощностью 5—6 м. Поверхность фирнового поля обычно повторяет микрорельеф своего ложа.

В рельефе Северной Земли выделяются три основных геоморфологических элемента:

а) приледниковое плато, или верхний денудационный уровень (с абс. отметками 250—600 м);

б) внутренняя равнина, или нижний денудационный уровень (с абс. отметками от 100—120 до 250 м);

в) прибрежно-морская равнина (с абс. высотами до 100 м).

Приледниковое плато представляет собой плоскую щебнисто-каменистую равнину, расчлененную местами пологими ложбинами. Плато обрывается к морю или к внутренней равнине крутыми склонами (рис. 50). Почти вся поверхность верхнего денудационного уровня, за исключением окраинных участков, выраженных в форме уступа, закрыта ледниковыми щитами, к которым и приурочены наивысшие (600—800 м) отметки архипелага. Нунатаки, выступающие среди ледников, являются эрозионными останцами на поверхности верхнего денудационного уровня. Наиболее отчетливо приледниковое плато выражено на о. Большевик, где оно занимает все внутренние части острова, доходя до береговой линии на участке пролива Шокальского и на восточном побережье в районе мыса Морозова. На о. Октябрьской Революции древняя денудационная поверхность является ложем для развитых здесь ледников. На о. Комсомолец из-под обширного ледникового щита Академии Наук СССР, занимающего около 70% всей площади острова, небольшой участок приледникового плато выступает лишь на юго-востоке в районе мыса Обрывистого. В рельефе о. Пионер приледниковое плато отсутствует.

Внутренняя равнина, или нижний денудационный уровень, особенно характерна для о. Октябрьской Революции. Она занимает всю внутреннюю часть острова и окаймлена ледниковыми щитами. Это широкая плоская равнина с отметками от 100 до 250 м над уровнем моря. В пре-

делах внутренней равнины на о. Октябрьской Революции расположено крупное оз. Фиордовое подпрудного происхождения. У основания ледников Русанова и Альбанова, лежащих на поверхности внутренней равнины, наблюдаются мелкие озера, образовавшиеся в результате отмирания и таяния отдельных неподвижных ледяных языков. Равнину пересекают речные долины, обычно глубоко врезаемые.

Прибрежно-морская равнина широко развита на всех островах. Это полого наклоненная террасированная поверхность с абсолютными отметками до 100 м, образованная морскими четвертичными отложениями. Местами террасы распадаются на холмы останцового характера.

Речная сеть архипелага довольно густая. На о. Большевик наибо-



Рис. 50. Приледниковое плато. Восточный берег о. Большевик, бухта Неудач. Фото Б. Х. Егизарова

лее крупные реки находятся на южном и юго-западном побережьях. Среди них по своим размерам выделяются реки Тора, Нора, Большая и Диабазовая, имеющие длину около 35—40 км. Самой большой рекой архипелага является р. Озерная на о. Октябрьской Революции, а второй по величине — р. Ушакова, протекающая на севере внутренней равнины этого же острова. На о. Комсомолец речная сеть развита слабо. На юго-западном побережье этого острова протекают две небольшие реки с почти неразработанными долинами. Наиболее крупные реки на о. Пионер расположены в основном в западной и южной частях острова. Они создают густую сеть коротких и глубоких, сильно разветвленных долин. Руслу рек порожисты, местами наблюдаются небольшие водопады.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении Северной Земли принимают участие различные по возрасту и литологическому составу отложения протерозоя, кембрия, ордовика, силура, девона, верхнего триаса — нижней юры, верхней юры и нижнего мела, а также палеогеновые и четвертичные образования. На о. Большевик и в восточной части о. Октябрьской Революции развиты разнообразные кислые и основные магматические породы.

Необходимо отметить, что до последнего времени древнейшие образования Северной Земли подразделялись на верхнепротерозойские, условно нижнекембрийские, среднекембрийские и верхнекембрийские. Верхнепротерозойский комплекс пород по петрографическому составу и характеру метаморфизма расчленялся на две свиты — тельмановскую и партизанскую. От вышележащих кембрийских (или синий-

ских — по К. К. Демюкидову, 1964) отложений они отличаются как по своему составу, так и по степени метаморфизма.

В 1965 г. на Межведомственном стратиграфическом совещании по докембрию (г. Новосибирск) для Таймыра М. Г. Равичем и Ю. Е. Погребницким была предложена новая схема стратиграфии, согласно которой гнейсовый комплекс, ранее относившийся к нижнему протерозою, теперь относится к позднему архею. Соответственно понизился возраст формации кристаллических и метаморфических сланцев, относящихся ныне к нижнему протерозою. Верхним же протерозоем датируются слабометаморфизованные и нормальноосадочные породы становской, колосовской и совинской свит, относившихся прежде к кембрию или синию.

Аналогичные изменения внесены нами и в схему стратиграфии древних отложений Северной Земли. Таким образом, к верхам нижнего протерозоя относятся тельмановская и партизанская свиты, а к верхнему протерозою — бывшие ниже- и среднекембрийские отложения, выделенные теперь соответственно в фиордовую и каньонную свиты. Верхнекембрийские отложения, учитывая их значительную мощность и слабую фаунистическую охарактеризованность, рассматриваются как кембрийские отложения нерасчлененные.

Протерозой

Протерозойские образования распространены на о. Большевик, в восточной части о. Октябрьской Революции и на юго-восточной оконечности о. Комсомолец. На основании изучения их петрографического состава, а также сопоставления с аналогичными породами Таймырского полуострова комплекс метаморфизованных пород Северной Земли подразделяется на две части. Нижняя, характеризующаяся развитием метаморфических сланцев и метаморфизованных песчаников, относится к нижнему протерозою, а верхняя, сложенная в основном слабометаморфизованными и нормальноосадочными породами — к верхнему протерозою.

КСУ

Нижний протерозой

Как уже указывалось, нижнепротерозойские образования подразделяются на две свиты: тельмановскую и партизанскую.

Тельмановская свита

Породы тельмановской свиты распространены на о. Большевик и восточном побережье о. Октябрьской Революции. Они образуют ряд полос шириной от 2 до 9 км, которые протягиваются от берегов пролива Вилькицкого в северо-северо-восточном направлении (азимут 5—20°). Далее простирание их постепенно меняется на меридиональное и северо-северо-западное (азимут 345—355°). Следует отметить, что на о. Большевик ширина этих полос с юга на север постепенно уменьшается и в районе бухты Неудач — горы Задорной составляет всего 1,5—2 км. В юго-западной части того же острова отложения свиты имеют значительно меньшее распространение, чем на востоке, а к западу от горы Герасимова они встречаются среди метаморфизованных песчаников партизанской свиты лишь в виде узких полос шириной не более 1—1,5 км. На о. Октябрьской Революции метаморфические сланцы слагают побережье пролива Шокальского на участке от фиорда Марата до мыса Лагерного. Породы нижнепротерозойского комплекса обна-

жаются в виде экзотических скал на склонах приледникового плато и в долинах крупных рек (рис. 51, 52).

Тельмановская свита состоит из хлорито-серицито-кварцевых сланцев, переслаивающихся с граувакковыми и метаморфизованными по-

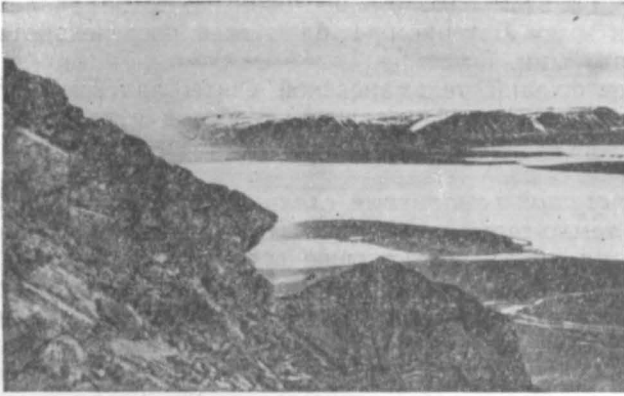


Рис. 51. Выходы пород тельмановской свиты в районе бухты Неудач. Остров Большевик. Фото Б. Х. Егиазарова

лимиктовыми песчаниками и филлитами. К средней части разреза приурочены горизонты кварцевых песчаников, имеющих кварцитовидный облик. В верхах свиты залегает пачка, в сложении которой главное ме-



Рис. 52. Скалистые выходы пород нижнего протерозоя в долине реки на южном берегу о. Большевик. Фото Б. Х. Егиазарова

сто принадлежит маломощным прослоям известковистых и мергелистых сланцев, чередующихся с хлорито-серицито-кварцевыми сланцами, филлитами или метаморфизованными песчаниками. Разрез свиты заканчивается пачкой, состоящей из тонких прослоев графитизированных сланцев, переслаивающихся с филлитами и метаморфизованными

песчаниками. На восточном побережье о. Октябрьской Революции известковистые, мергелистые и графитизированные сланцы фациально замещаются метаморфизованными полимиктовыми песчаниками и граувакками, чередующимися с хлорито-серицито-кварцевыми сланцами и филлитами. Необходимо отметить, что соотношения между сланцами и песчаниками в этом районе непостоянны и по направлению от фиорда Марата к мысу Лагерному наблюдается постепенное преобладание первых над вторыми.

Среди отложений тельмановской свиты залегают пластовые интрузии и дайки метаморфизованных диабазов и габбро-диабазов; они встречаются также и в партизанской свите, но в значительно меньшем количестве.

Хлорито-серицито-кварцевые сланцы представляют собой зеленовато-серые и темно-серые тонкоплитчатые, иногда листоватые породы. Наряду с ними, но несколько реже встречаются толстоплитчатые разновидности сланцев с массивным сложением. Почти всегда, и это характерно для всего метаморфического комплекса, сланцы содержат мелкую вкрапленность пирита. Повсеместно они пронизаны согласными и секущими кварцевыми и кварц-кальцитовыми жилами, мощность которых измеряется от долей сантиметра до 20—25 см и лишь в исключительных случаях достигает 1—1,2 м.

Хлорито-кварцевые сланцы являются разновидностью описанных выше хлорито-серицито-кварцевых сланцев. Они представляют собой плитчатые зеленовато-серые и серые породы.

*Граувакковые * песчаники*, входящие в состав тельмановской свиты, являются весьма своеобразными и специфичными породами для нижнепротерозойского комплекса Северной Земли. Ни в одном разрезе докембрия на Таймырском полуострове эти отложения не обнаружены. Поэтому более подробное изучение их, возможно, расширит наши представления о направлениях и источниках сноса в протерозойское время на Северной Земле. Граувакковые песчаники встречены во многих пунктах на о. Большевик (в бассейнах рек Большой и Удачной, в районе залива Неудач и к югу от горы Миклухо-Маклая, по юго-западному и западному побережью острова), а также на востоке о. Октябрьской Революции. Мощность их непостоянна и колеблется от нескольких до 20—25 м. Это грубо- и крупнозернистые массивные, реже рассланцованные породы зеленовато-серого и серого цвета. Обычно величина зерен и обломков, входящих в состав граувакк, составляет 1,5—4,5 мм. Разновидности, состоящие из обломков и зерен величиной 6—7 мм (иногда до 10 мм), по своему облику сходны с мелкогалечниковыми конгломератами или гравелитами, но отличаются от них слабой окатанностью обломочного материала.

Граувакковые песчаники состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, хлорита, серицита и кальцита. Встречаются также эпидот, цоизит, лейкоксен и рудный минерал. Неотъемлемую часть граувакков составляют обломки пород различной окатанности. Особенно в большом количестве встречаются обломки фельзитов, эффузивов с витрофировой и гиалопилитовой структурами, несколько реже — микрограниты, кварциты и филлиты.

Метаморфизованные полимиктовые песчаники залегают среди хлорито-серицито-кварцевых и хлорито-кварцевых сланцев в виде отдельных прослоев и пачек мощностью от 2 до 12 м. Это довольно монотон-

* Под граувакками мы понимаем песчаные породы, состоящие преимущественно из обломков эффузивных пород, кварца, средних и кислых плагиоклазов.

ные серые и зеленовато-серые средне- и крупнозернистые массивные породы, иногда серицитизированные по плоскостям сланцеватости.

По всему разрезу свиты более или менее равномерно распределяются горизонты и пачки *филлитов*, мощность которых варьирует от 1—1,5 до 15 м. Внешне они представляют собой зеленовато-серые, зеленые и реже черные тонкоплитчатые и листоватые породы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости.

Филлиты пересечены многочисленными мелкими трещинками, заполненными кварцем, хлоритом и кальцитом. Все минералы обладают отчетливым волнистым угасанием.

В средней части разреза тельмановской свиты залегает довольно мощная пачка, состоящая из кварцитовидных песчаников, кварцитов и филлитов. *Кварцитовидные песчаники и кварциты* слагают отдельные горизонты мощностью от 5 до 25 м, которые чередуются с прослоями филлитов (0,5—1,5 м). Кварцитовидные песчаники и кварциты обладают светло-зеленовато-серым цветом и имеют грубоплитчатое, массивное сложение. Мощность пачки составляет около 250—300 м.

К верхам свиты приурочены *известковистые и мергелистые сланцы*. Прослои их мощностью 1,5—2,5 м разделены горизонтами хлоритосерицитово-кварцевых сланцев, филлитов или метаморфизованных полимиктовых песчаников мощностью от нескольких до 20—30 м. Они встречаются в западной части о. Большевик, в районе фиордов Спартак и Партизанский. Известковистые и мергелистые сланцы представляют собой тонкоплитчатые листоватые породы коричневого и серовато-коричневого цвета иногда с зеленоватым оттенком. Мощность этой пачки около 120—150 м.

Разрез свиты заканчивается филлитами и метаморфизованными песчаниками с прослоями *графитизированных кварц-серицитовых сланцев*. Мощность последних не превышает 0,5 м. Нигде в других частях метаморфического комплекса графитизированные кварц-серицитовые сланцы не встречаются, и поэтому они могут служить условной границей между тельмановской и партизанской свитами.

Графитизированные кварц-серицитовые сланцы резко отличаются от окружающих пород. Это темно-серые, сильно рассланцованные породы с тонкими прослоями, линзочками и примазками графитистого вещества. Почти всегда они сопровождаются тончайшими, параллельными сланцеватости кварцевыми и кварц-кальцитовыми жилками. Сланцы сильно катаклазированы и смяты в микроскладки.

Общая мощность отложений тельмановской свиты около 2500 м.

Партизанская свита

Отложения партизанской свиты развиты на о. Большевик, восточном побережье о. Октябрьской Революции и на юго-востоке о. Комсомолец. На о. Большевик, по его южному побережью, они слагают полосы шириной от 2 до 6 км. Значительная часть территории на западе и северо-западе того же острова также сложена метаморфизованными песчаниками. Для всей свиты характерно выдержанное северо-северо-восточное простирание, которое по мере движения с юга на север постепенно изменяется на меридиональное, а на о. Комсомолец становится северо-северо-западным.

Отложения партизанской свиты согласно налегают на нижележащие породы тельмановской свиты и отличаются от нее по литологическому составу. Преобладающее развитие здесь имеют полимиктовые, а также кварц-полевошпатовые и кварцевые песчаники с прослоями и

пачками филлитов. В строении этой свиты граувакковые песчаники принимают значительно меньшее участие, чем в нижележащей.

Наиболее характерной особенностью партизанской свиты является присутствие покровов метаморфизованных фельзитов, фельзит-порфиоров, кварцевых порфиров, порфиритов, их туфов и туфобрекчий, которыми заканчивается разрез нижнего протерозоя Северной Земли.

Нижняя граница партизанской свиты определяется по кровле горизонта графитизированных сланцев, а в тех местах, где они отсутствуют, — по резкому преобладанию метаморфизованных песчаников над сланцами. Верхняя же граница отчетливо устанавливается по покровам кислых эффузивов, а также по появлению конгломератов и гравелитов, лежащих в основании верхнего протерозоя.

Поскольку полимиктовые песчаники, граувакки и филлиты практически ничем не отличаются от аналогичных отложений, развитых в тельмановской свите, описание их здесь не приводится.

Кварц-полевошпатовые песчаники представляют собой светло-серые и зеленовато-серые крупнозернистые грубосланцеватые породы. Среди метаморфизованных кварц-полевошпатовых песчаников располагаются прослойки и пачки граувакковых песчаников и филлитов мощностью от 0,5 до 10 м. На юго-восточной оконечности о. Комсомолец переслаивающиеся между собой кварц-полевошпатовые песчаники и филлиты примерно в одинаковой мере развиты. *Кварцевые песчаники* имеют сравнительно небольшое распространение и встречены в верхах описываемой свиты. Это мелкозернистые светло-серые рассланцованные породы.

К самым верхам свиты приурочены покровы *метаморфизованных фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, их туфов и туфобрекчий*. Выходы их обнаружены на о. Октябрьской Революции в районе бухты Снежной и мыса Свердлова, на о. Свердлова, в верховьях р. Южной Ледниковой и на южном берегу фиорда Марата. На о. Свердлова метаморфизованными фельзитами и фельзит-порфирами сложены скалистые обрывы высотой до 20—25 м. Очевидно, общая мощность покровов достигает нескольких десятков метров. Эти породы, претерпевшие значительный катаклиз и метаморфизм, настолько изменены, что внешне мало отличаются от окружающих песчаников и сланцев партизанской свиты.

Мощность партизанской свиты около 1500—2000 м, а суммарная мощность всего нижнепротерозойского комплекса пород Северной Земли составляет не менее 4500 м.

Из анализа приведенного материала можно сделать следующие выводы:

1. Мощные толщи метаморфических сланцев и песчаников, развитые на Северной Земле, образовались из бывших терригенных отложений, впоследствии претерпевших метаморфизм, по-видимому, одновременно и примерно в одинаковых для обеих свит условиях.

Говоря о распределении терригенного материала по разрезу, следует отметить, что в тельмановской свите преобладает алеврито-глинистый материал, который время от времени сменялся то однородным пелитовым, давшим типичные филлиты, то алевритовым и алевро-псаммитовым, приведшим к образованию прослоев и пачек хлорито-кварцевых сланцев, полимиктовых и граувакковых песчаников. Выше по разрезу, уже в партизанской свите, начинают преобладать алевритовые и псаммитовые осадки с примесью пелитового материала. Позднее они были превращены в метаморфизованные кварц-полевошпатовые и квар-

цевые песчаники и песчанистые сланцы с маломощными прослоями филлитов.

Несмотря на резкое преобладание псаммитового и алевроитового материала по всему разрезу партизанской свиты, удается заметить, что по направлению с юга на север и северо-запад количество алевроитового и псаммитового материала постепенно начинает преобладать над пелитовым и алевро-пелитовым. Этим объясняется более значительное развитие различных песчаников в северной и западной частях района, чем в южной. Эта закономерность до некоторой степени приложима также и к образованиям тельмановской свиты, о чем свидетельствует увеличение вверх по разрезу метаморфизованных песчаников по сравнению со сланцами (в районе восточного побережья о. Октябрьской Революции).

2. Для обеих свит характерно наличие не только реликтовых, но и почти неизмененных первичных структур осадочных пород, существующих наряду со структурами, получившимися в результате регионального метаморфизма. Типоморфными метаморфическими минералами для обеих свит являются: хлорит, серицит, кальцит, эпидот, т. е. минералы, образующиеся в условиях небольших глубин, при невысоких температурах и без существенного привноса компонентов метасоматическими растворами. Следы катаклаза, заметные не только на первичных, но и на вновь образованных минералах, свидетельствуют о том, что породы метаморфического комплекса подвергались повторному давлению уже после их метаморфизма.

3. Характерной является приуроченность метаморфизованных фельзитов, фельзит-порфиоров и порфиритов только к верхам партизанской свиты. Они залегают поблизости от контакта с отложениями верхнего протерозоя, но нигде среди них не встречаются.

4. Разрез нижнепротерозойского комплекса венчают метаморфизованные полимиктовые конгломераты и гравелиты, содержащие гальки фельзитов, фельзит-порфиоров, туфопорфиритов, альбититов, различных гранитоидов, микрокварцитов и филлитов, т. е. всех тех пород, которые принимают участие в строении подстилающих толщ. Метаморфизованные полимиктовые конгломераты и гравелиты залегают в виде пятен среди поля метаморфических пород, а также в основании мощной песчанико-сланцевой толщи верхнего протерозоя, для которой и являются базальными.

Верхний протерозой

Верхнепротерозойские образования развиты преимущественно в юго-восточной части о. Октябрьской Революции. Они протягиваются узкой полосой в северо-северо-восточном направлении от южного побережья острова к берегам оз. Фиордового. Продолжением ее на севере являются выходы аналогичных по составу пород в районе горы Базарной и нунатаки, расположенные по северному краю ледника Русанова. Отдельные пятна верхнепротерозойских пород обнаружены среди нижнепротерозойского поля на восточном побережье о. Октябрьской Революции.

Верхнепротерозойские отложения подразделяются на две свиты: нижнюю — фиордовую и верхнюю — каньонную.

Фиордовая свита

Отложения фиордовой свиты слагают две полосы на о. Октябрьской Революции, расположенные к западу от ледника Университетского. Первая из них прослеживается в северном направлении от ни-

зовьев р. Южной Ледниковой к верховьям правобережных притоков р. Каньон. Ширина ее непостоянна и колеблется от 1—1,5 км в средней части до 2,5—4,0 км на севере и юге. Вторая полоса протягивается от южного берега о. Октябрьской Революции к оз. Фиордовому и далее скрывается под ледником Карпинского. Ширина этой полосы изменяется от 1,3 до 3,0 км. Породами фиордовой свиты сложены гора Барзая и нунатаки по северному краю ледника Русанова.

Разрез фиордовой свиты начинается пачкой полимиктовых конгломератов и гравелитов, залегающих на размытой поверхности пород нижнего протерозоя. Полимиктовые конгломераты встречены в районе фиордов Матусевича и Марата и на мысе Массивном. Здесь они слагают отдельные полосы и небольшие пятна среди основного поля развития нижнепротерозойских пород. В районе фиорда Матусевича коренные выходы и элювиальные россыпи конгломератов прослеживаются в виде полосы северо-северо-восточного простирания примерно на 7—8 км при ширине 1,8—2,0 км.

Полимиктовые конгломераты представляют собой темно-серые плотные, часто ороговикованные, массивные или груборассланцованные породы. По величине галечного материала различают мелкогалечниковые конгломераты с галькой размером не более 1—1,5 см в поперечнике и крупногалечниковые, содержащие гальки величиной до 3—3,5 см. Форма галек округлая, овальная, реже полуугловатая. Количество цемента в конгломератах непостоянно и варьирует от 20—25 до 55—60%. Петрографический состав галечного материала весьма разнообразен. В конгломератах встречается галька в той или иной степени метаморфизованных гранит-порфиров, фельзитов и фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, различных гранитоидов, альбититов, сланцев, кварцитов, песчаников и филлитов. Только из одного перечисления породуже можно заметить, что подавляющее большинство их распространено в исследованном районе и принимает участие в составе толщи нижнего протерозоя.

Цемент полимиктовых конгломератов перекристаллизованный и состоит из пластинчатого или волокнистого хлорита, серицита, небольшого количества пелитоморфного вещества и мелкообломочного материала. Последний представлен зернами (0,05—0,5 мм) кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, рудного минерала, а также обломочками различных пород. Иногда в цементе встречаются новообразования карбоната в виде ромбовидных (0,5—1,2 мм) порфириобласт, содержащих включения зерен кварца и других минералов.

Конгломераты, залегающие в контактовом поле порфириовидных биотитовых гранитов и альбитизированных граносиенитов побережья пролива Шокальского, подвергались контактово-метаморфическим воздействиям, выразившимся в значительном ороговиковании и появлении новообразований биотита и кордиерита.

Гравелиты встречены в верховьях р. Каньон и на правобережье р. Южной Ледниковой. Мощность гравелитов не менее 8—12 м. Постепенными переходами они связаны с крупно- и среднезернистыми песчаниками существенно кварцевого состава.

В нижней части разреза фиордовой свиты непосредственно на гравелитах и конгломератах залегает пачка *зеленовато-серых листоватых филлитовидных сланцев* с тонкими прослоями кварцевых песчаников, причем количество последних к верхам этой пачки постепенно увеличивается. Мощность прослоев песчаников колеблется от 10—15 до 25—30 см. Они чередуются со сланцами вначале через интервалы 4—5 м, а выше по разрезу через 1,5—2,5 м. Мощность пачки филлитовидных сланцев с прослоями песчаников около 150 м.

Выше располагается мощная толща *глинистых сланцев*, более или менее равномерно переслаивающихся с известковистыми кварцевыми алевролитами и песчано-глинистыми сланцами. Нередко в сланцах встречаются дисковидные известковистые стяжения, диаметр которых достигает 20—25 см при толщине 7—8 см. В составе этих пород постоянно присутствует кальцит, количество которого иногда достигает 25—35%. По всему разрезу наблюдается ритмичное переслаивание глинистых сланцев и кварцевых алевролитов. Тонкие прослои песчаников (от 2—3 до 5—10 см) через интервалы 0,5—1,0 м чередуются с глинистыми сланцами. Иногда песчаники сменяют плотные тонкозернистые песчано-глинистые сланцы.

К низам толщи глинистых сланцев приурочены жилы сидерита мощностью до 1—2 м, секущие вмещающие породы вкрест простирания. От этих жил ответвляются мелкие выклинивающиеся маломощные жилки, располагающиеся по напластованию.

Мощность толщи глинистых сланцев, слагающей среднюю часть разреза фиордовой свиты, около 500 м.

На глинистых сланцах залегает пачка, в строении которой в отличие от подстилающей толщи главное место занимают *кварцевые и кварцитовидные песчаники*. Среди них встречаются тонкие (0,1—0,3 м) прослои листоватых глинистых сланцев. Мощность пачки кварцевых и кварцитовидных песчаников около 150—175 м.

Верхняя часть разреза свиты характеризуется преимущественным развитием кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников, среди которых располагаются маломощные прослои песчано-глинистых сланцев. На плоскостях напластования песчаников нередко хорошо видны знаки волновой ряби и иероглифы. Мощность пачки песчаников, венчающей разрез фиордовой свиты, около 200 м.

Наблюдающийся по всему разрезу характер переслаивания песчаников и глинистых сланцев свидетельствует о ритмичности в осадконакоплении в начале верхнего протерозоя. Эта ритмичность, имеющая флишевый характер, была, очевидно, обусловлена близостью области сноса и многократными колебательными движениями разных знаков дна верхнепротерозойского прогиба и окружающей суши.

Суммарная мощность фиордовой свиты составляет 1000—1100 м.

Каньонная свита

Верхнепротерозойские отложения, объединенные в каньонную свиту, слагают несколько узких, выклинивающихся полос, прослеживающихся на о. Октябрьской Революции от верховьев правобережных притоков среднего течения р. Южной Ледниковой до верховьев р. Каньон. Далее в северном направлении они скрываются под ледником Университетским. Ширина полос непостоянна и колеблется от 0,7 до 1,5 км. Выходы пород каньонной свиты установлены на водоразделе верховьев рек Незаметной и Сланцевой, в среднем течении левого притока р. Южной Ледниковой и в верховьях р. Кружилихи. На этих участках они по простиранию прослеживаются на расстоянии от 6—7 до 12 км. Ширина этих полос не превышает 0,5—1,0 км.

Породы каньонной свиты без видимого углового несогласия залегают на отложениях фиордовой свиты. Из соотношений между ними, вырисовывающихся на геологической карте, видно, что породы каньонной свиты залегают на подстилающих их образованиях со значительным перерывом. Это подтверждается тем, что в среднем течении р. Южной Ледниковой отложения фиордовой свиты совершенно выклинива-

ются, и породы верхов верхнего протерозоя ложатся непосредственно на нижний протерозой.

В основании разреза каньонной свиты наблюдается пачка пород, состоящая из *сургучно-красных глинистых сланцев*, равномерно переслаивающихся с *зелеными песчано-глинистыми сланцами* через интервалы от нескольких дециметров до 3—5 м. Вблизи контакта сланцы приобретают смешанную зеленовато-красную или фиолетовую окраску. Мощность пачки глинистых и песчано-глинистых сланцев около 80 м.

Песчаники слагают основную часть разреза свиты. Это красные, зеленые и красно-коричневые породы, переслаивающиеся между собой. Они обычно тонкозернистые, рассланцованные с отчетливо выраженными знаками волновой ряби на поверхности напластования.

К низам этой песчаниковой толщи приурочено пластовое тело *кварцевых порфиров* мощностью около 15—20 м. Кварцевые порфиры перекрываются горизонтом *псаммито-алевритовых туффилов* мощностью 5—6 м. Вверх по разрезу они сменяются красновато-бурыми и коричневатými песчаниками, аналогичными описанным выше. Общая мощность песчаниковой толщи не менее 250—300 м.

Верхи разреза каньонной свиты слагают *красно-коричневые и зеленовато-серые листоватые глинистые сланцы* с прослоями мергелей. Пласты глинистых сланцев мощностью от 3 до 5—7 м равномерно переслаиваются с мергелями, мощность которых изменяется от 0,3—0,5 до 1,5—2,5 м. Мощность пачки глинистых сланцев с прослоями мергелей, которыми и заканчивается разрез свиты, около 80—100 м.

В отложениях каньонной свиты, хотя и менее отчетливо, местами наблюдается ритмичное переслаивание глинистых сланцев и песчаников. Иногда третьим элементом ритма являются мергели, занимающие подчиненное положение в верхах разреза.

Суммарная мощность каньонной свиты 450—500 м.

В заключение кратко остановимся на вопросе о распространении граувакковых песчаников, являющихся характерными образованиями для верхов нижнего протерозоя Северной Земли. Характер и форма обломочного материала граувакков свидетельствуют об отложении их вблизи источников сноса. Не исключена возможность, что свиты гнейсовой формации позднего архея и породы сланцевого комплекса раннего протерозоя протягивались от бухты Фаддея и восточного побережья полуострова Челюскина в северо-северо-восточном направлении и слагали территорию, ранее располагавшуюся к востоку и северо-востоку от современного о. Большевик и являвшуюся во второй половине нижнего протерозоя областью сноса.

Для корреляции протерозойского комплекса Северной Земли с синхронными образованиями Таймырского полуострова следует обратиться к схеме стратиграфии докембрия, предложенной в 1965 г. М. Г. Равичем и Ю. Е. Погребницким (табл. 10). По этой схеме в пределах Таймыра выделяются две зоны: Западно-Таймырская и Восточно-Таймырская, каждая из которых обладает специфическими особенностями строения разрезов докембрия. Древнейший гнейсовый комплекс относится к архею и именуется в Западно-Таймырской зоне карской серией мощностью более 7000 м. В Восточно-Таймырской зоне эта серия подразделяется на нижнюю карскую, верхнюю карскую и фадеевскую свиты. Вышележащий комплекс кристаллических и метаморфических сланцев, а также в различной степени метаморфизованных осадочных пород относится к протерозою. В его составе выделяются нижне- и верхнепротерозойские образования. Нижний протерозой в Восточно-Таймырской зоне расчленен на прончищевскую, октябрьскую, ждановскую

и лаптевскую свиты. Аналогом лаптевской свиты является чукчинская серия. В Западно-Таймырской зоне первым трем свитам, по данным Ю. Е. Погребницкого, соответствует ленивинская серия, а четвертой (лаптевской) — хутудинская и ее аналог — мининская свиты. К верхнему протерозою отнесены становская и колосовская серии и совинская свита. Суммарные мощности нижнего протерозоя 4000—6500 м, а верхнего около 4000—4200 м.

Так как на Северной Земле толщи пород, соответствующие архею и низам нижнего протерозоя, отсутствуют, то корреляция проводится только с верхними частями Таймырского докембрия (см. табл. 10), начиная со ждановской свиты, которая параллелизуется нами на Северной Земле с тельмановской.

Таблица 10

Схема стратиграфии докембрия Таймырского полуострова и Северной Земли

Западно-Таймырская зона		Восточно-Таймырская зона			Северная Земля
По М. Г. Равичу и Ю. Е. Погребницкому, 1965 г.					По Б. Х. Егнзарову, 1965 г.
Протерозой	Верхний	Совинская свита (500 м)			Каньонная свита (450—500 м)
		Колосовская серия (1700 м)			Фиордовая свита (1100 м)
		Становская серия (1500—2000 м)			
	Нижний	Хутудинская (аналогмининская) свита (2000 м)	Чукчинская серия (2000 м)	Лаптевская свита (1000 м)	Партизанская свита (1700—2000 м)
				?	
		Ленивинская серия (2000 м)	Ждановская свита (2000—2500 м)		Тельмановская свита (2500 м)
Октябрьская свита (1000 м)			Не установлены		
Прончищевская свита (2500 м)					
Архей	Верхний	Карская серия (более 7000 м)	Фадеевская свита (1500 м)	Не установлены	
			Верхняя карская свита (2500 м)		
			Нижняя карская свита (3000 м)		

В строении ждановской свиты Таймыра, по данным М. Г. Равича (1954), главная роль принадлежит филлитам с прослоями и горизонтами метаморфизованных известняков и доломитов. Мощность последних невелика и редко достигает 200 м. Кварциты и метаморфизованные песчаники занимают подчиненное положение, однако количество их в разрезе ждановской свиты на Западном Таймыре значительно больше, чем на Восточном.

Общими чертами тельмановской и ждановской свит является широкое развитие различных филлитовых сланцев, переслаивающихся с песчаниками и кварцитами. В строении обеих свит в той или иной степени участвуют карбонатные породы и графитизированные сланцы,

причем последние обычно приурочены к верхам разрезов. На Таймыре и Северной Земле среди пород этой части докембрия встречаются пластовые интрузии метаморфизованных диабазов и габбро-диабазов. Разница состоит лишь в том, что на Таймыре они приурочены исключительно к отложениям ждановской свиты, а на Северной Земле, хотя и в меньшем количестве, но встречаются также среди метаморфизованных песчаников партизанской свиты.

Важным фактором, подчеркивающим синхронность сопоставляемых отложений, является то, что в обоих районах верхняя граница между ждановской и тельмановской свитами, с одной стороны, и вышележащими отложениями — с другой, проводится по горизонту графитизированных сланцев, а также по резкому преобладанию песчаников над филлитами. Следует подчеркнуть также, что мощности ждановской и тельмановской свит измеряются однопорядковыми величинами — 2000—2500 м.

Разрез нижнего протерозоя Таймыра заканчивается лаптевской свитой, в строении которой на Восточном Таймыре основная роль принадлежит песчаникам с прослоями кварцевых конгломератов. На Западном Таймыре развиты песчаники с прослоями филлитов и в подчиненном количестве метаморфизованных песчаных известняков. Характерной чертой лаптевской свиты является присутствие в ее верхних частях покровов сильно измененных кислых эффузивов. Нижняя граница свиты определяется по увеличению в разрезе роли метаморфизованных песчаников и уменьшению горизонтов филлитов, а также по горизонтам графитизированных сланцев. Верхняя же граница устанавливается по покровам метаморфизованных эффузивов и появлению в ряде разрезов Восточного Таймыра полимиктовых конгломератов и гравелитов, являющихся, вероятно, базальными для верхнепротерозойского комплекса пород.

При сопоставлении разрезов партизанской и лаптевской свит устанавливается их полная аналогия. Приведенные данные показывают, что как на Северной Земле, так и на Таймыре верхняя часть нижнего протерозоя характеризуется повсеместным развитием преимущественно терригенных отложений, преобразованных впоследствии процессами регионального метаморфизма в различные метаморфизованные кварцевые, кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники с прослоями туфов. Некоторое отличие партизанской свиты заключается в отсутствии в ее составе кварцевых конгломератов и песчаных известняков, участвующих в сложении лаптевской свиты. На завершающем этапе нижнепротерозойского цикла седиментации в обоих районах произошли излияния кислых эффузивов, которыми заканчивается разрез нижнего протерозоя как Таймыра, так и Северной Земли. Все это свидетельствует о неразрывной генетической связи Таймыра и Северной Земли, входивших в то время в единую геосинклиналию область.

К верхнему протерозою на Таймыре в настоящее время относится комплекс терригенных отложений, датированных ранее синием. По данным ряда исследователей, в различных районах Таймырского полуострова верхнепротерозойские образования подразделяются на становскую и колосовскую серии и совинскую свиту (Злобин, 1958 г.; Погребницкий, 1957 г.; Соболевская, 1959, 1961; Равич, Погребницкий, 1965).

Становская серия мощностью 1500—2000 м представлена слабо-метаморфизованными полимиктовыми туфогенными песчаниками, хлорито-глинистыми, филлитовидными глинистыми сланцами и алевролитами. Вышележащая колосовская серия (1500—1700 м) характеризуется развитием терригенных и карбонатных отложений — водорослевых известняков, доломитизированных и песчаных известняков.

По положению в разрезе, литологическому составу и характеру метаморфизма отложения колосовской и становской серий Таймыра сопоставляются нами с комплексом терригенных слабометаморфизованных отложений фиордовой свиты Северной Земли. Отличительной особенностью ранневерхнепротерозойских образований Северной Земли является отсутствие в их составе сколько-нибудь значительных по мощности горизонтов карбонатных пород.

Верхнепротерозойский разрез Таймыра заканчивается совинской свитой (500 м), состоящей из конгломератов и битуминозных известняков. По положению в разрезе на Северной Земле ей соответствует каньонная свита (450—500 м). Она, как и совинская свита, залегает несогласно на более древних отложениях протерозоя. Отличительной особенностью каньонной свиты является ее пестроцветность и преимущественно терригенный состав.

Кембрийская система

Отложения кембрия развиты на юге о. Октябрьской Революции. В виде двух полос шириной до 8—9 км они прослеживаются от южного побережья острова до оз. Фиордового. Породы кембрия установлены также в нижнем течении р. Кружилихи (правый приток р. Озерной) в ядрах двух небольших антиклинальных складок. Кембрийские отложения залегают на размытой поверхности пород верхнего протерозоя и начинаются горизонтом базальных гравелитов.

В отличие от подстилающей толщи верхнего протерозоя породы кембрия характеризуются монотонной сероватой и зеленовато-серой окраской. Отличительной чертой кембрийских отложений является также постоянное присутствие по всему разрезу, начиная с самых низов, фауны *Obolidae* и *Eoorthidae*. В верхней части разреза в песчаных известняках наряду с органическими остатками присутствуют также криноиды, которые в равной степени характерны как для верхов верхнего кембрия, так и для низов ордовика. В отложениях кембрия наблюдается двухкомпонентное ритмичное переслаивание. В общем виде разрез толщи кембрийских отложений таков:

1. В основании разреза залегает горизонт гравелитов. Это серые и зеленовато-серые породы с псефитовой и псефитопсаммитовой структурой. Они состоят из окатанных и полуокатанных зерен и обломков кварца, полевого шпата и кислых эффузивов. Величина их колеблется от 0,3 до 2,8 мм. Цемент в гравелитах представлен серицитом, кальцитом, сидеритом и мельчайшими зернышками кварца. Постепенными переходами гравелиты связаны с грубозернистыми кварцевыми песчаниками 10—12 м
2. Выше залегает толща темно-серых, слабофиллитизированных глинистых сланцев с тонкими прослоями песчаников. В глинистых сланцах встречаются стяжения известковисто-глинистого состава, содержащие остатки *Obolus* sp. около 150—175 „
3. Выше располагается толща светло-серых и зеленовато-серых кварцевых алевролитов, переслаивающихся с тонкоплитчатыми глинистыми сланцами. Основное место в строении этой толщи, в отличие от подстилающей, занимают мелко- и тонкозернистые кварцевые алевролиты. Глинистые сланцы, образующие прослои в 0,1—0,3 м, имеют резко подчиненное значение. Эта толща охарактеризована также фауной беззамковых брахиопод из семейства *Obolidae* 300 „
4. Толща серых и темно-серых глинистых сланцев с тонкими (0,1—0,2 м) прослоями песчаников. По своему литологическому составу, текстурным признакам и характеру ритмичного переслаивания они аналогичны породам, залегающим в низах разреза 150 „
5. Стратиграфически выше залегают светло-серые и серые тонкозернистые кварцевые алевролиты, переслаивающиеся с листоватыми глинистыми сланцами, которые повторяют все литологические и текстурные особенности, присущие породам, описанным в п. 2. Ритмичное переслаивание пород наблюдается в верховьях р. Кружилихи. Здесь, по данным С. В. Вос-

кресенского (1954 г.), в низах толщи пласты листоватых глинистых сланцев мощностью в 5—7 м переслаиваются с кварцевыми алевролитами, мощность которых изменяется от 0,1 до 5,0 м. Верхняя половина толщи характеризуется преобладанием глинистых сланцев над алевролитами, причем мощность прослоев последних нигде не превышает 0,1—0,25 м, тогда как мощность пачек сланцев возрастает до 15—18 м. Такая же картина наблюдается в этой части кембрийского разреза и на южном берегу оз. Фиордового.

350 м

6. На кварцевых алевролитах залегает толща глинистых сланцев с тонкими прослоями песчаников, к низам и верхам которой приурочены маломощные (6—8 м) горизонты известняков. В последних содержатся остатки беззамковых брахиопод *Obolus* sp., а также членики криноидей *Haplocrinus monilli* Eichw. В средней части толщи располагается пластовое тело кварцевых порфиров мощностью около 12—15 м. Характер ритмичного переслаивания сланцев и песчаников здесь такой же, как и в нижележащей толще.

не менее 450 „

7. Выше расположена толща, сложенная преимущественно тонкозернистыми кварцевыми алевролитами, переслаивающимися с маломощными (до 1,5—2,5 м) пластинами глинистых сланцев. Породы охарактеризованы остатками *Obolus* sp. и *Eoorthis* sp. В низах толщи залегает пластовое тело кварцевых порфиров мощностью 10—12 м.

350—400 „

8. Остальная часть разреза характеризуется преобладающим развитием глинистых сланцев с подчиненными прослоями песчаников. В средней и верхней частях разреза развиты криноидные известняки и известковистые песчаники, содержащие фауну *Eoorthis* sp. и членики криноидей *Cyclocyclicus hamatus* Jelt., причем последние скорее характерны для низов ордовика, чем для верхнего кембрия. Однако, учитывая, что литологический состав сохраняется по всей толще, а также принимая во внимание несогласное налегание вышележащих фаунистически охарактеризованных отложений ордовика, более правильным является отнесение этой части разреза к кембрию, возможно, к верхнему.

В заливе Матусевича, на западной стороне, в хлоритовых сланцах Н. Н. Урванцевым в 1931 г. были найдены остатки трилобита из семейства *Ellipsocephalidae* (определения Н. П. Лазаренко), указывающие на ниже- или среднекембрийский возраст этих отложений. Однако отсутствие данных о распространении этих отложений, о положении фаунистических остатков в кембрийской толще, а также о взаимоотношениях с протерозойскими образованиями участков побережья фиорда Матусевича на карте показан под индексом нерасчлененного кембрия.

Суммарная мощность отложений кембрия на Северной Земле около 3000 м.

Ордовикская система

Ордовикские отложения развиты преимущественно в центральной части о. Октябрьской Революции и на юго-западном побережье о. Комсомолец. Они протягиваются от южных берегов о. Октябрьской Революции в северо-северо-восточном направлении до оз. Фиордового. Здесь полоса ордовикских отложений имеет максимальную ширину и достигает 20—22 км, причем простираение пород на этом участке изменяется на меридиональное и северо-западное. При движении на северо-запад полоса ордовикских пород постепенно сужается и скрывается под ледником Альбанова. Продолжение ее можно наблюдать на Известняковых островах и юго-западном побережье о. Комсомолец. Необходимо отметить, что здесь простираение пород в отличие от соседнего района становится уже близким к западно-северо-западному. Ордовикские же отложения, развитые в бассейне р. Северной Ледниковой, скрываясь под ледником Карпинского, сохраняют свое первоначальное северо-северо-восточное простираение.

Рассматриваемые отложения налегают на породы кембрия с угловым несогласием и начинаются горизонтом базальных конгломератов

и гравелитов. По различию в литологическом составе они расчленяются на три свиты (снизу вверх): кружилихскую, комсомольскую и берговскую.

Кружилихская свита

Отложения этой свиты установлены в южной части о. Октябрьской Революции в среднем и нижнем течении р. Кружилихи и в районе бухты Дровяной.

Характер соотношений между кембрием и ордовиком наиболее отчетливо выражен на участке р. Кружилихи. Здесь, по данным С. В. Воскресенского (1954 г.), породы кружилихской свиты с угловым несогласием налегают на глинистые сланцы кембрия, причем величина углового несогласия достигает 30°.

В основании разреза свиты залегает маломощный (6,5—7,0 м) горизонт базальных конгломератов и грубозернистых, местами конгломератовидных песчаников.

Конгломераты представляют собой плотные зеленовато-серые породы, состоящие из плоских галек глинистых сланцев и мелкозернистой кварц-полевошпатовой массы. Галька глинистых сланцев обычно слабо окатана, иногда угловата. Величина галек от 0,2 до 2 см в поперечнике. В нижней части горизонта количество галек и обломков составляет более половины всей массы породы. Вверх по разрезу наблюдается уменьшение количества галечного и обломочного материала, и конгломераты постепенно переходят в *грубозернистые песчаники*.

Выше располагается толща *серых крупно- и среднезернистых песчаников кварцевого и кварц-полевошпатового состава*. Мощность этих песчаников около 200—250 м.

Верхнюю часть разреза слагает толща чистых и слабодоломитизированных серых известняков с прослоями известковистых кварцевых песчаников. Мощность этой части разреза около 200 м.

Суммарная мощность всей свиты примерно 400—450 м.

Аналогичный разрез был установлен в районе бухты Дровяной. Здесь в основании свиты залегает горизонт гравелитов, состоящих из обломков кварца, сланцев и главным образом различных эффузивных пород кислого и среднего состава — фельзитов, кварцевых порфиров, плагиоклазовых порфиритов и др. Видимая мощность горизонта гравелитов около 10 м. По своему стратиграфическому положению этот горизонт соответствует конгломератам и грубозернистым песчаникам р. Кружилихи, залегающим на глинистых сланцах кембрия.

Выше располагается толща кварц-полевошпатовых песчаников мощностью около 100 м. Песчаники и гравелиты содержат остатки брахиопод *Angarella* sp. ex gr. *lopatini* Ass. и *Finkelburgia* sp., по определениям О. И. Никифоровой, характерной для нижнеордовикских отложений.

Комсомольская свита

Отложения комсомольской свиты прослеживаются на многие десятки километров в центральной части о. Октябрьской Революции и на юго-западном побережье о. Комсомолец. Они слагают крупную антиклинальную складку, ось которой с юга на север постепенно меняет свое простирание с северо-северо-восточного на меридиональное, северо-западное и близкое к широтному. Ширина полосы пестроцветных отложений непостоянна: на юге о. Октябрьской Революции она не превышает 6—7 км. К северу ширина ее увеличивается до 20—22 км и за-

тем по направлению к леднику Альбанова постепенно уменьшается до 2—2,5 км. На Известняковых островах и на юго-западном берегу о. Комсомолец породы пестроцветной свиты обнажаются в ядре антиклинальной складки.

Ширина полосы этих пород по направлению от о. Известнякового к куту залива Ковалевской увеличивается от 1,5 до 3,5—5 км.

Отложения комсомольской свиты залегают согласно на породах кружилихской свиты. Характерной особенностью ее является пестрота окраски пород, меняющаяся иногда даже в пределах одного пласта, а также непостоянство фациального состава. В составе комсомольской свиты выделяются подсвиты: песчаниковая, доломито-мергелевая и гипсоносно-известняковая.

Песчаниковая подсвита в северной части о. Октябрьской Революции, в бассейнах рек Ушакова и Матусевича, характеризуется исключительным развитием красноватых, бурых и серовато-зеленых песчаников. Это мелко- и среднезернистые *кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники*, почти всегда в той или иной степени известковистые. В резко подчиненном количестве на протяжении всего разреза встречаются кварцитовидные песчаники. Среди песчаников наблюдаются редкие и маломощные (2,5—5 м) прослои известняков, доломитов и мергелей.

Мощность песчаниковой подсвиты в северной части о. Октябрьской Революции определяется примерно в 500—550 м.

В южной части о. Октябрьской Революции на верхнекембрийских глинистых сланцах залегают темно-серые толстоплитчатые глинистые известняки мощностью не менее 120—140 м.

Эти известняки перекрываются переслаивающимися зеленовато-серыми и сургучно-красными, тонкоплитчатыми, иногда полурыхлыми *мергелями*. Мощность этой мергелевой толщи около 250 м. Остальную часть разреза, примерно 100—150 м, составляют песчаники, аналогичные описанным выше.

На южном побережье о. Октябрьской Революции, в бассейне р. Незаметной, на известковистых песчаниках с фауной брахиопод *Angarella* sp. залегают толща красноватых и зеленых кварцевых песчаников мощностью около 300 м, которая по своему стратиграфическому положению соответствует песчаниковой подсвите северной части острова. В отличие от приведенных выше частных разрезов в бассейне р. Незаметной песчаники перекрываются серыми доломитизированными известняками, чередующимися с известковистыми кварцевыми песчаниками мощностью не менее 200—250 м. Общая мощность песчаниковой подсвиты и в этом районе около 500—550 м.

Доломито-мергелевая подсвита залегают согласно на песчаниковой подсвите. В нижней части разреза она характеризуется развитием *пестроокрашенных* зеленых, красноватых и желтовато-серых *доломитов, мергелей, известняков и кварцевых песчаников*, переслаивающихся между собой. Мощность отдельных горизонтов этих пород изменяется от 5—8 до 15—20 м. Общая мощность всей пачки около 100 м.

Выше этой пачки располагаются черные, местами *ноздреватые* и *гипсоносные известняки* мощностью около 100 м. Среди них встречаются редкие прослои белых мраморизованных известняков мощностью не более 4—5 м.

Известняки перекрываются толщей *коричневых, кирпично-красных и зеленых доломитов и мергелей* с подчиненными прослоями песчаников. Мощность толщи около 150—200 м. Характерной особенностью этой толщи является наличие оранжевого гипса, располагающегося по

плоскостям сланцеватости или по трещинам кливажа. В отличие от доломитов и мергелей, залегающих в основании доломито-мергелевой подсвиты, здесь доломиты и мергели чаще всего окрашены в яркие кирпично-красные и коричневые тона, обусловленные присутствием значительного количества (иногда до 30%) гидроокислов железа. По-видимому, этим же следует объяснять и окраску гипса. Местами наблюдается частое и многократное переслаивание тонких прослоев доломита, мергеля и гипса, мощность которых изменяется от 3—4 до 15—20 см. Серии пластов таких пород образуют пачки мощностью до 1,5—3,5 м. Иногда доломиты и мергели имеют меньшие, чем у гипса, мощность и занимают в таких пачках подчиненное положение.

Стратиграфически выше в бассейне р. Ушакова располагается толща *серых известняков, пестроокрашенных доломитов, серых и зеленых гипсоносных мергелей и песчаников* с тонкими прослоями и линзами серого, грязно-серого и черного гипса. Мощность этой толщи около 200—250 м. Характерной особенностью известняков, переслаивающихся с гипсами, является их дисковидное или караваеподобное сложение. Местами известняки обладают концентрически-скорлуповатой текстурой, очевидно, водорослевого происхождения. В среднем течении р. Ушакова в этой толще гипсы обычно перекрываются черными, плотными, местами ноздреватыми известняками, мощность которых не превышает 8—10 м. В известняках встречается белый мелкокристаллический гипс. К этой толще приурочены три маломощных (до 10—12 м) покрова окремненных кварцевых порфиров и фельзитов.

Следует отметить, что к северо-востоку от описываемого участка, в бассейне р. Северной Ледниковой, средняя часть разреза доломито-мергелевой подсвиты характеризуется широким развитием песчаников, мергелей и доломитов с большим количеством тонких прослоев и линз оранжевого, серого и грязно-серого гипса.

Верхи доломито-мергелевой подсвиты в северной части о. Октябрьской Революции слагают *среднезернистые* и местами *грубозернистые песчаники* серого, зеленовато-серого, красно-бурого и желтоватого цвета, переслаивающиеся с белыми, красноватыми, коричневатыми мергелями, доломитами и темно-серыми известняками. Мощность этой толщи около 200—250 м.

Доломито-мергелевая подсвита бедна фаунистическими остатками. Только в верхних горизонтах толщи в известняках и мергелях, обнажающихся на левом берегу нижнего течения р. Северной Ледниковой (рис. 53), найдены остатки гастропод *Pararaphistoma* cf. *qualteriatum* Schlot. и *Ophileta* aff. *levata* Vanux., которые, по определению В. А. Восточковой, характерны для ордовика.

На южном побережье о. Октябрьской Революции, в бассейне р. Незаметной, верхнюю часть доломито-мергелевой подсвиты составляют красно-бурые, зеленоватые и зеленовато-серые слабоизвестковистые кварцевые песчаники, мощность которых не менее 250—300 м.

Общая мощность доломито-мергелевой подсвиты 800—850 м.

Гипсоносно-известняковая подсвита согласно налегает на породы доломито-мергелевой подсвиты. Отложения этой подсвиты приурочены к центральной части о. Октябрьской Революции и в виде отдельных узких полос прослеживаются в среднем и нижнем течении р. Ушакова, а также в бассейне р. Северной Ледниковой. Значительная полоса отложений гипсоносно-известняковой подсвиты приурочена к долине верхнего и среднего течения р. Озерной. В низовьях р. Озерной отложения этой подсвиты постепенно выклиниваются. Небольшие выходы гипсоносных пород установлены у северного конца

оз. Фиордового, а также вдоль северо-восточного края ледника Вавилова.

Характерной особенностью гипсоносно-известняковой подсвиты является быстрое изменение мощности ее отдельных, преимущественно гипсосодержащих горизонтов, а также очень сложная форма залегания. Здесь весьма часто встречаются дисгармоничные складки (вплоть до микроскладок), иногда опрокинутые и перевернутые (рис. 54). Нередко пласты гипсоносных пород поставлены «на голову».

Нижние части гипсоносно-известняковой подсвиты обычно сложены черными глинистыми и чистыми известняками, известковистыми и пес-



Рис. 53. Выходы известняков ордовика. Остров Октябрьской Революции, р. Северная Ледниковая. Фото К. С. Агеева

чанистыми доломитами и мергелями, переслаивающимися с серыми и черными, иногда очень рыхлыми гипсолитами. Мощность отдельных горизонтов колеблется от 0,5—1 до 10—12 м. Породы пересечены многочисленными трещинами различных направлений, заполненными шестоватым белым или оранжевым кристаллическим гипсом. Мощность этих жил измеряется от 1,5 до 6 см.

В одном из южных притоков р. Матусевича в основании разреза гипсоносно-известняковой подсвиты был обнаружен маломощный горизонт *гравелитов*. Наличие гравелитов в основании разреза гипсоносно-известняковой подсвиты свидетельствует о небольшом, очевидно местном, перерыве в осадконакоплении после отложения пород доломито-мергелевой подсвиты.

По рекам Матусевича, Ушакова и Северной Ледниковой гипсолиты переслаиваются с темно-серыми и черными так называемыми «*бугорчатыми*» известняками, имеющими водорослевое сложение. Встречаются также известняки с криптокристаллической и микролитовой структурой.

В средней части подсвиты гипсолиты залегают в виде прослоев, быстро выклинивающихся линз, иногда карманов или штоков. Здесь они переслаиваются с чистыми и доломитизированными известняками, доломитами и мергелями. В подчиненном количестве встречаются прослои кварцевых песчаников, в той или иной степени известковистых.

Верхняя часть гипсоносно-известняковой подсвиты в бассейне р. Северной Ледниковой сложена *пестроокрашенными мергелями* и

доломитами, содержащими гипс по трещинам кливажа. Разрез свиты в этом районе венчают криптокристаллические и иногда оолитовые известняки, чистые и известковистые доломиты и известковистые кварцевые песчаники. В бассейне р. Озерной верхняя часть подсвиты слагается темно-серыми, иногда черными известняками, реже мергелями и песчаниками. Мощность гипсоносно-известняковой подсвиты составляет около 350—400 м.

Суммарная мощность отложений комсомольской свиты около 1650—1800 м.

Берговская свита

Эта свита на подстилающих отложениях комсомольской свиты залегает согласно. Породы ее имеют довольно ограниченное распространение и приурочены в основном к северной части о. Октябрьской Революции. Узкими прерывистыми полосами шириной от 0,6 до 1,0 км они располагаются на крыльях антиклинальной складки, сложенной породами комсомольской свиты. Отложения развиты в среднем течении р. Ушакова и Матусевича, по их левобережным притокам, а также к юго-востоку от ледника Альбанова — по р. Северной Ледниковой и в нижнем течении р. Озерной.

Нижняя часть свиты сложена толщей черных и темно-серых массивных, иногда тонкоплитчатых известняков, переслаивающихся с зеленовато-коричневыми доломитами. Мощность толщи известняков и доломитов около 100 м. Верхнюю половину свиты составляют песчаники серые и желтовато-серые мелко- и среднезернистые, иногда кварцитовидные. Мощность песчаников около 100—150 м. Общая мощность берговской свиты 200—250 м.

Суммарная мощность отложений ордовика 2250—2500 м.



Рис. 54. Интенсивно дислоцированные гипсоносные известняки ордовика. Остров Октябрьской Революции, р. Матусевича. Фото Н. Н. Урванцева

Силурийская система

Силурийские отложения в центральной части о. Октябрьской Революции налегают на различные горизонты ордовика. По литологическому составу они резко отличаются от ордовикских и представлены исключительно карбонатными фациями. В структурном отношении также наблюдается резкое различие, состоящее в том, что породы ордовика интенсивно дислоцированы в сложные складки геосинкли-

нального типа, в то время как силурийские отложения, особенно в западной части архипелага, характеризуются преимущественно спокойным залеганием и вместе с девонскими породами зачастую принимают участие в строении пологих складок. Следует, однако, отметить, что в центральной части о. Октябрьской Революции силурийские известняки довольно интенсивно дислоцированы и пласты имеют вертикальное залегание (рис. 55).

Таким образом, исходя из приведенных выше данных, все же можно говорить о наличии не только стратиграфического, но и структурного несогласия между ордовиком и силуром.

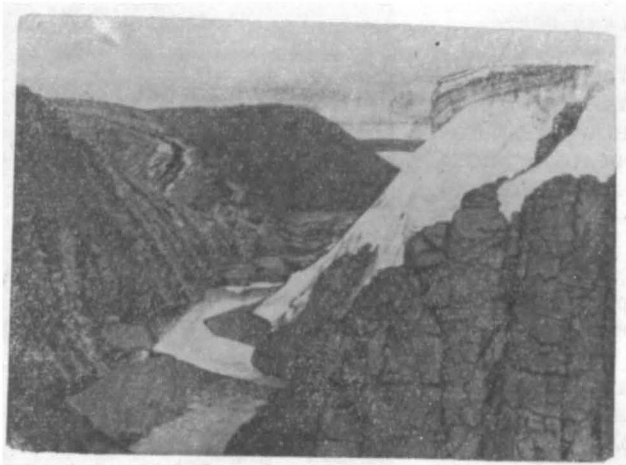


Рис. 55. Характер залегания известняков силура. Остров Октябрьской Революции, р. Матусевича. Фото Б. Х. Егизарова

В ряде случаев в пределах северной части о. Октябрьской Революции граница между ордовиком и силуром проводится по кровле серых кварцевых песчаников, слагающих верхи берговской свиты. В среднем течении р. Матусевича отчетливо видно налегание известняков силура непосредственно на отложения гипсоносно-известняковой подсвиты комсомольской свиты ордовика. На остальной территории выделение отложений силура не вызывает особых трудностей в связи с резкими фациальными различиями между породами ордовика и силура, а также благодаря обилию фаунистических остатков в силурийских известняках.

Широкой полосой силурийские отложения протягиваются от юго-западного побережья о. Октябрьской Революции к западной половине межледниковой равнины и далее поворачивают на северо-запад к берегам пролива Красной Армии. По простиранию известняки прослеживаются через Известняковые острова на юго-западное побережье о. Комсомолец, где они принимают участие в строении антиклинальной складки, ядро которой сложено породами ордовика.

Силурийские известняки на о. Октябрьской Революции слагают крупную синклинальную складку, занимающую водораздельное пространство между реками Ушакова и Северной Ледниковой. Кроме того, они развиты также на островах Седова и на западном берегу о. Пионер.

Почти весь разрез силура мощностью в 1500—1700 м сложен различными известняками с прослоями доломитизированных известняков,

доломитов и кварцевых песчаников. В верхних частях разреза на о. Октябрьской Революции появляются прослои и линзы гипсоносных пород и гипсолитов. На основании палеонтологических определений остатков фауны и сопоставления частных разрезов отложения силура на о. Октябрьской Революции расчленяются на два отдела. На о. Пионер это сделать не удается и поэтому здесь выделяются нерасчлененные верхневенлокские — лудловские отложения.

Нижний отдел

В составе нижнего отдела силурийской системы на о. Октябрьской Революции выделяются отложения лландоверского и венлокского ярусов.

Лландоверский ярус

В основании силурийского разреза залегают темные, почти черные, тонкоплитчатые известняки, не содержащие фаунистических остатков. Мощность их около 20—25 м. Выше лежит толща темно-серых, серых и желтовато-серых, толстоплитчатых, массивных, часто кристаллически-зернистых или оолитовых известняков. В верхах толщи встречаются прослои доломитизированных и песчаных известняков, а также чистых и известковистых доломитов. Мощность этой части толщи не менее 450—475 м. Почти во всех разновидностях известняков содержатся остатки брахиопод, кораллов, строматопор, наутилоидей, трилобитов и гастропод. Наиболее характерные формы были встречены на о. Октябрьской Революции в бассейнах рек Ушакова и Северной Ледниковой, в верховьях притока р. Матусевича к юго-западу от ледника Альбанова, а также на островах Седова.

Нижние горизонты силура характеризуются фауной кораллов *Favosites* aff. *gothlandicus* Lam., брахиопод *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (Sow.), *Virgiana* sp. и трилобитов *Encrinurus* sp.

В средней и верхней частях разреза содержатся кораллы *Palaeohalysites* sp., *Palaeofavosites* cf. *alveolaris* (Goldf.), *Favosites* ex gr. *gothlandicus* Lam., строматопоры *Clathrodictyon fastigiatum* Nich., *Clathrodictyon vesiculosum* Nich. et Muir., и наутилоидей *Armenoceras hearsti* (Parks). По фауне брахиопод, строматопор и наутилоидей возраст известняков нижней части силура определенно датируется как лландовери. По фауне табулят возраст этой же части разреза определяется как лландовери — венлок. Однако по комплексу фауны строматопор, наутилоидей, брахиопод и трилобитов, определявших В. Н. Рябининым, З. Г. Балашовым, О. И. Никифоровой и Е. Л. Балашовой, можно с большей достоверностью относить ее все же к лландоверскому ярусу.

Общая мощность известняков лландовери определяется в 470—500 м.

Венлокский ярус

Отложения лландоверского яруса перекрываются серыми и темно-серыми массивными, местами тонкоплитчатыми, кристаллически-зернистыми и криптокристаллическими известняками. В них встречаются прослои слабодоломитизированных и песчаных известняков, а также светло-серых кварцевых песчаников и известняков с коллениями.

Нижняя часть этой толщи характеризуется большим количеством фауны промежуточного возраста, определяемого как лландовери —

венлок. Встречена она на участках распространения отложений лландовери, а также в южной части о. Октябрьской Революции. Здесь найдена фауна кораллов *Palaeofavosites* cf. *alveolaris* (Goldf.), *Palaeofavosites paulus* Sok., *Palaeohalysites* aff. *gothlandicus* (Jabe), *Multisolenia* cf. *tenuis* Sok., *Multisolenia tortuosa* Fritz, криноидей *Pentagonocyclicus angustilobatus* Jelt. и наутилоидей *Armenoceras* aff. *southamptonense* Foerste et Sav., *Stocesoceras ekwanense* Foerste et Sav.

Фауна табулят *Multisolenia tortuosa* Fritz и *Palaeofavosites paulus* Sok., по определениям Б. С. Соколова, характеризует эти отложения как средний лландовери — нижний венлок.

Возраст средней части описываемой толщи определяется как венлокский по наличию кораллов *Favosites coreanicus* Ozaki., *Heliolites* aff. *decipiens* M. Соу., брахиопод *Eospirifer radiatus* (Sow.), *Atrypa reticularis* L., *Strophomena* ex gr. *antiquata* Sow., *Schuchertella* cf. *pecten* L., *Camarotoechia* sp., *Rhynchospirina* sp., гастропод *Murchisonia moniliformis* Lindstr., *Eomphalopterus alatus* var. *subcarinata* Lindstr., *Murchisonia* aff. *subplicata* Lindstr.

Весь этот комплекс фаунистических остатков позволяет, по заключениям палеонтологов З. Г. Балашова, В. А. Востоковой, Р. С. Елтышевой, М. С. Жижиной, О. И. Никифоровой, В. Н. Рябины, отнести толщу известняков к венлоку.

Карбонатные отложения венлокского яруса по своему составу и структуре ничем существенно не отличаются от известняков лландовери.

Кварцевые песчаники светло-серого и желтовато-серого цвета залегают среди известняков в виде прослоев мощностью от 2,5—3 до 8—10 м.

Общая мощность отложений венлокского яруса 550—600 м.

Верхний отдел

Лудловский ярус

Известняки венлокского и лудловского ярусов, установленные на о. Октябрьской Революции, по своему облику и составу весьма сходны. Единственным отличием пород лудлова является наличие в верхах разреза зеленовато-серых тонкоплитчатых известняков, содержащих наряду с фауной брахиопод и гастропод, типичных для силура, также фауну остракод. Кроме того, в самых верхах толщи в известняках встречаются прослой и линзы гипсоносных пород и гипсолитов, а также увеличивается количество прослоев светло-серых кварцевых песчаников.

В нижней части разреза присутствуют криноидеи *Pentagonocyclicus rotundilateralis* Jelt., *Pentagonocyclicus torosus* Jelt., *Pentagonocyclicus impar* Jelt., *Cyclocyclicus serricostatus* Jelt., брахиоподы *Camarotoechia oktjabrina* Nikif. и наутилоидеи *Orthoceras venustum* Wag. По наличию этой фауны возраст нижней части разреза определяется как венлок — лудлов.

Несколько выше в известняках встречается фауна, которая, по определению В. Н. Рябины и З. Г. Балашова, характерна для нижнего лудлова: *Clathrodictyon savaliense* Riab., *Stromatopora* var. *kudrinziviensis* Riab., *Labechia* sp., *Diestoceras poculum* (Barrande), *Ormoceras docens* (Barrande) и лудлова: *Stromatopora dzvenigordensis* Riab., *Stromatopora* cf. *gukovens* Riab.

В верхах толщи в известняках найдена фауна *Leperditia* cf. *schelwieni* Chem., *Isochilina* sp.

На северо-западном берегу фиорда Матусевича темно-серые массивные известняки с фауной строматопор и кораллов постепенно сменяются черными плитчатыми известняками. Выше они перекрываются зеленовато-серыми тонкоплитчатыми известняками с прослоями черных доломитов. В этих известняках в виде линз мощностью до 15 м, прослеживающихся по простиранию до 300—400 м, залегают гипсоносные породы, которые представляют собой мелкообломочную известняковую брекчию, сцементированную серым гипсом. К верхним частям линз приурочены черные ноздреватые известняки мощностью 1,0—1,2 м. Иногда отдельные прослои и линзы полностью слагаются грязно-серыми и черными гипсолитами. Мощность пачки черных и зеленовато-серых тонкоплитчатых известняков с прослоями и линзами гипсоносных пород и гипсолитов, которой заканчивается разрез карбонатной толщи силура в северной части о. Октябрьской Революции, составляет около 75—80 м.

Общая мощность пород лудловского яруса определяется в 600—650 м, а суммарная мощность отложений силура на о. Октябрьской Революции 1600—1700 м.

Верхний венлок — лудловский ярус

В западной части архипелага — на о. Пионер — установлены лишь нерасчлененные отложения верхнего венлока — лудлова. Так же как и в восточной части архипелага, силур здесь представлен почти исключительно карбонатными породами, принимающими участие в геологическом строении мысов Крупской, Дзержинского и Западного. Кроме того, они известны на побережье пролива Юного, где ими сложена небольшая антиклиналь меридионального простирания.

В нижней части разреза залегают серые, светло-серые и темно-серые массивные чистые и доломитизированные известняки, однако по сравнению с о. Октябрьской Революции на о. Пионер последние встречаются значительно реже. Среди известняков наблюдаются прослои (8—12 м) чистых и известковистых доломитов, а также оолитовых известняков. Эта часть разреза охарактеризована обильной фауной строматопор: *Stromatopora* ex gr. *typica* Ros., *Stromatopora typica* Ros. var. *cylindrica* Riab., кораллов *Favosites forbesi* M. Edw. et Haime., *Favosites* cf. *festivus* Tchern., *Favosites* cf. *jakowlewii* Tchern., *Syringopora* ex gr. *petrenki* Tchern., криноидей *Pentagonocyclicus angustilobatus* Jelt., *P. carinatus* Jelt. и остракод *Leperditia* aff. *angelini* Schmidt.

Весь комплекс органических остатков позволяет отнести заключающие их отложения к силуру, а по фауне строматопор и отчасти кораллов — к верхам венлока и низам лудлова.

По литологическому составу и структурным признакам карбонатные отложения этой части разреза существенно не отличаются от аналогичных образований, развитых в верхах венлока — низах лудлова на о. Октябрьской Революции. Мощность известняковой толщи не менее 600 м. Выше располагаются серые и темно-серые тонко- и среднеплитчатые, реже массивные чистые и доломитизированные известняки мощностью около 130 м. Некоторые разновидности известняков обладают битумным запахом. В средней части этой пачки залегает горизонт известняков мощностью 10 м с обильными, но плохой сохран-

ности остатками брахиопод, криноидей и кораллов *Favosites* sp. пов. силурийского облика. В верхах разреза наблюдаются редкие прослои (8—10 м) известковистых кварцевых песчаников и алевролитов.

Стратиграфически выше располагаются серые и светло-серые, преимущественно органогенные, оолитовые и плотные массивные крипто- и мезокристаллические известняки. Среди них встречаются прослои слабопесчанистых и доломитизированных известняков. Иногда наблюдаются тонкие (2—3 м) пласты известняков, имеющих водорослевое сложение. Эта часть разреза мощностью около 50 м охарактеризована в низах фауной строматопор *Stromatopora* ex gr. *typica* Rks., указывающей, по определению В. Н. Рябина, на верхи венлока и низы лудлова. Выше встречаются брахиоподы *Atrypa reticularis* L. var. *orbicularis* Sow. и *Camarotoechia tschautiensis* Keys., характерные, по данным О. И. Никифоровой, для лудловского яруса. Здесь же обнаружены криноидеи *Pentagonocyclicus subglaber* Jelt., *P. tenuissimus* Jelt., *P. egiasarovi* Jelt., *P. tuberculatus* Jelt., типичные для лудлова, а также остракоды *Isichilina* aff. *keyserlingi* Schmidt, *Leperditia* sp. indet., *Leperditia grandis* Schrenck. Последние, по заключению М. И. Мандельштама, известны из силурийских отложений о. Котельного и Прибалтики и некоторых северо-восточных районов СССР.

Эти отложения перекрываются серыми и темно-серыми средне- и тонкоплитчатыми, местами тонкослоистыми известняками. Среди них встречаются прослои песчанистых и оолитовых известняков, а также известковистых песчаников. В известняках обнаружена фауна *Alveolites* sp. и *Heliolites (Stelliporella)* cf. *parvistella* F. Roemer. Мощность толщи около 100 м. Разрез силурийских отложений венчает пачка светлых известковистых кварцевых песчаников и известняков мощностью в 40—50 м.

Общая мощность силурийских отложений на о. Пионер составляет более 900 м.

Девонская система

Девонские отложения принимают значительное участие в геологическом строении западной половины о. Октябрьской Революции, почти всего о. Пионер, западного побережья о. Комсомолец и части островов архипелага Седова. На основании палеонтологических данных, а также сопоставления разрезов девонские отложения подразделены на нижний, средний и верхний отделы. Местами из-за недостатка фактического материала выделяются нерасчлененные средне-верхнедевонские отложения. На о. Пионер отложения нижнего и среднего девона подразделяются на несколько свит; на других островах этого сделать не удалось в связи с недостаточными палеонтологическими сборами. Что же касается верхнего девона, то его удалось разделить на две свиты только на о. Октябрьской Революции, в других районах он дается без такого расчленения.

Нижний отдел

Нижнедевонские отложения распространены на о. Октябрьской Революции, о. Комсомолец и на о. Пионер. В пределах о. Пионер, где отложения нижнего девона представлены наиболее полно, они расчленяются на три свиты (снизу вверх): дзержинскую, октябрьскую и дежневскую.

Дзержинская свита

Отложения дзержинской свиты развиты на западном и северном побережьях о. Пионер, где они вместе с силурийскими породами участвуют в строении пологих структур промежуточного типа.

Соотношения между силурийскими и нижнедевонскими отложениями отчетливо устанавливаются на мысе Буденного. Здесь на силурийских известняках с фауной *Alveolites* sp. и *Heliolites* (*Stelliporella*) cf. *parvistella* F. Роетег залегает горизонт известняковых конгломератов, мощность которого не превышает 2,5—3 м. Конгломераты состоят из окатанных и полуокатанных галек, размеры которых колеблются от нескольких миллиметров до 1,5—2 см. Они слагаются криптокристаллическими, органогенными известняками, а также доломитизированными и песчанистыми известняками, т. е. породами, принимающими участие в строении нижележащей силурийской толщи.

Конгломераты перекрываются серыми и зеленовато-серыми, тонко- и среднеплитчатыми известняками. Структура их криптокристаллическая, органогенная, иногда оолитовая. В известняках в незначительном количестве встречаются угловатые и полуокатанные мелкие зерна кварца. Местами наблюдаются прослой коллиневых известняков мощностью до 5,5 м. Выше располагаются желтовато-серые и красноватые доломиты, переходящие по простиранию в известняки. Окраска пород обусловлена наличием гидроокислов железа, распределяющихся неравномерно по всей массе породы. Доломиты и известняки, особенно в средней и верхней частях свиты, переслаиваются с бурыми и красноватыми мергелями мощностью 5—8 м.

Среди отложений этой свиты встречаются прослой известковистых кварцевых песчаников. Это существенно кварцевые породы, содержащие незначительное количество зерен полевых шпатов, листочки биотита и мусковита. Здесь же находятся ксеноморфные зерна турмалина, рудного минерала и лейкокена. Изредка в промежутках между кварцевыми зернами наблюдаются округлые зерна глауконита. Цемент обычно регенерационный, реже поровый. В первом случае цемент представлен кварцем, а во втором — карбонатным материалом, иногда окрашенным буроватыми гидроокислами железа.

В известняках дзержинской свиты обнаружены многочисленные остатки остракод *Isochilina* (*Hogmochilina*) cf. *isochilinoides* (Jones), *J.* (*Hogmochilina*) *elliprina* Solle, которые, по определению М. И. Мандельштама, характерны для нижнего девона и известны из отложений Woodfjord sjerie и Leidefjord (Lif-de-Bay) Шпицбергена. Наряду с этими формами встречаются *Leperditia* (*Hermaniana*) aff. *fastigiata* Kegel, которые до настоящего времени были известны из нижнего стрингоцефалового известняка среднего девона Рейна. Однако в описываемом районе они наблюдаются и в толщах нижнего девона, стратиграфическое положение которых с несомненностью устанавливается по подстилающим силурийским и перекрывающим среднедевонским отложениям. Мощность дзержинской свиты около 140 м.

Октябрьская свита

Породы октябрьской свиты на о. Пионер согласно налегают на отложения дзержинской свиты и также развиты на западном и северном побережье острова.

В основании свиты залегают светло-серые, желтоватые тонко- и среднеплитчатые криптокристаллические известняки. Они сменяются оолитовыми известняками, содержащими большое количество облом-

ков раковин. В некоторых разновидностях известняков содержится незначительная (не более 2—3%) примесь мелких полуокатанных зерен кварца.

Выше по разрезу наблюдается *переслаивание* серых, желтоватых и коричневатых *известняков и доломитов*, причем последние занимают подчиненное, по сравнению с известняками, положение. Мощность отдельных горизонтов доломитов не превышает 5—8 м. Среди известняков наибольшим распространением пользуются органогенные известняки. Несколько меньшее развитие в средней и верхней частях разреза имеют криптокристаллические чистые и песчанистые известняки.

Среди отложений октябрьской свиты встречаются редкие и мало мощные (5—7 м) прослои серых и желтовато-серых известковистых *кварцевых песчаников*, аналогичных по структуре и составу таким же породам, участвующим в строении дзержинской свиты.

Фаунистические остатки, встречающиеся в отложениях октябрьской свиты, хотя и обильны, но характеризуются плохой сохранностью. Здесь найдены остатки наутилоидей *Armenoceras* sp., *Ormoceras* sp., более типичные для силура, хотя последняя форма, по мнению З. Г. Балашова, встречается и в нижнем девоне. В известняках обнаружены остракоды *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *brevimarginata* Solle, известные из среднедевонских отложений Шпицбергена. Несмотря на наличие этой формы, а также и нетипичных девонских представителей наутилоидей, октябрьскую свиту все же следует относить к нижнему девону, так как она подстилается свитой определенно нижнедевонского возраста и в свою очередь согласно перекрывается красноцветными песчаниками, содержащими остатки древнейших нижнедевонских кистеперых рыб. Эти соображения являются достаточно основательными для того, чтобы относить октябрьскую свиту к нижнему девону. Мощность свиты около 120 м.

Дежневская свита

Дежневская свита составляет верхнюю половину нижнедевонского разреза. Отложения ее слагают значительную площадь о. Пионер.

В основании разреза дежневской свиты залегают *грубозернистые песчаники с линзами конгломератов*. Последние представляют собой красновато-бурые среднеплитчатые породы, состоящие в основном из хорошо окатанных галек величиной от нескольких миллиметров до 2—2,5 см в поперечнике. Структура конгломератов псефопсаммитовая и псефитовая. Петрографический состав галек весьма разнообразен: встречаются гальки кварца, микрокварцитов и пород типа фельзитов, криптокристаллических чистых, песчанистых и доломитизированных известняков, кварцевых песчаников и известковистых алевролитов. Цемент в конгломератах — карбонатный с примесью алевролитовых зерен кварца, иногда полевых шпатов и единичных зерен рудного минерала. Образование этих конгломератов и грубозернистых песчаников связано с размывом подстилающих толщ, развитых в данном районе, а также и более древних (нижнепалеозойских и протерозойских) отложений, слагающих восточную часть архипелага.

Выше располагаются розовато-серые и красновато-бурые *кварцевые, местами известковистые песчаники*. На поверхностях напластования нередко видны знаки волновой ряби. Песчаники обладают алевропсаммитовой и псаммитовой структурами и на 75—90% состоят из полуокатанных и окатанных зерен кварца. Незначительную часть породы составляют зерна плагиоклаза, калиевого полевого шпата и микроклина. В незначительном количестве встречаются биотит, муско-

вит, чешуйки хлорита и серицита. Состав породы дополняют единичные зерна турмалина, циркона, граната, лейкоксена и рудного минерала. В железисто-кварцевых красно-бурых песчаниках количество последнего возрастает до 1—1,5%. Роль цемента (обычно порового или соприкосновения) в них выполняет карбонатно-глинистый материал, окрашенный красновато-бурыми гидроокислами железа.

Среди песчаников в виде прослоев мощностью от 2—3 до 10—12 м залегают буровато-красные и зеленоватые *алевролиты* и *мергели*, а также буроватые чистые и песчаные *долмиты* и *известняки*. Последние нередко представлены органогенными и оолитовыми разновидностями. В нижней части разреза дежневской свиты обнаружена фауна остракод *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *isochilinoides* (Jones), которая, по определению М. И. Мандельштама, позволяет считать возраст этой свиты нижнедевонским. Следует отметить, что такие же формы известны из нижнедевонских отложений Шпицбергена и некоторых северо-западных областей СССР. В песчаниках встречаются остатки кистеперых рыб *Poraspis polaris* Kiaer и фрагменты бесчелюстных позвоночных Pteraspidae. Согласно определениям А. П. Быстрова, наличие кистеперых рыб с несомненностью указывает на нижнедевонский возраст этих отложений.

Верхняя половина дежневской свиты хотя и близка по своему составу и строению к нижней, но тем не менее обладает некоторыми отличительными особенностями. Здесь наряду с обычными кварцевыми и железисто-кварцевыми песчаниками встречаются песчаники, содержащие несколько большее количество полевых шпатов и слюдистых минералов и тем самым приближающиеся по составу к аркозовым. Кроме обычных равномернозернистых песчаников наблюдаются прослойки и пачки грубозернистых и конгломератовидных косослоистых песчаников. Местами в песчаниках содержатся включения и желвакоподобные стяжения марказита.

Минералогический анализ образцов песчаников дежневской свиты показал, что существенных изменений в их составе по разрезу не наблюдается. В легкую фракцию входят: кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, мусковит, биотит, хлорит, карбонаты. Постоянной составной частью песчаников являются мелкие обломки различных пород. В тяжелой фракции в различных количествах (от единиц до нескольких десятков зерен) встречаются моноклинные пироксены, обыкновенная роговая обманка, минералы группы эпидота—цоизита, ставролит и шпинелиды. Во всех образцах устойчивой ассоциацией минералов являются гранат, апатит, циркон, рутил, лейкоксен и титанистые минералы. Такое же распространение имеют рудные минералы и гидроокислы железа. Из этого перечисления видно, что формирование нижнедевонских песчаников происходило за счет разрушения метаморфических и магматических пород. Особенно показательным в этом отношении является комплекс аксессуарных минералов, постоянно встречающихся в каледонских гранитоидах, развитых на востоке архипелага Северной Земли.

В верхней части свиты в песчаниках содержатся остатки рыб *Pteraspis* sp. n., *Corvoaspis* sp., присутствие которых, по заключению А. П. Быстрова, указывает на нижнедевонский возраст заключающих их отложений. Следует попутно отметить, что наличие таких форм, как *Poraspis polaris* Kiaer, *Corvoaspis* sp. n., *Pteraspis* sp., свидетельствует о том, что нижнедевонские терригенные отложения формировались в пресноводных и пересыхающих бассейнах. Появление горизонтов карбонатных отложений, содержащих остатки морской

фауны, указывает на эпизодические и кратковременные трансгрессии локального характера.

Мощность дежневской свиты около 300 м, а общая мощность нижнедевонских отложений на о. Пионер около 560 м.

Довольно полный разрез нижнедевонских отложений установлен на о. Октябрьской Революции в низовьях р. Ушакова и в бассейне р. Спокойной (рис. 56). Здесь на известняки с фауной кораллов и брахиопод силура с угловым несогласием налегает пачка красноватых *полимиктовых конгломератов и грубозернистых песчаников*. Мощность их около 20—25 м. В состав конгломератов входят гальки и

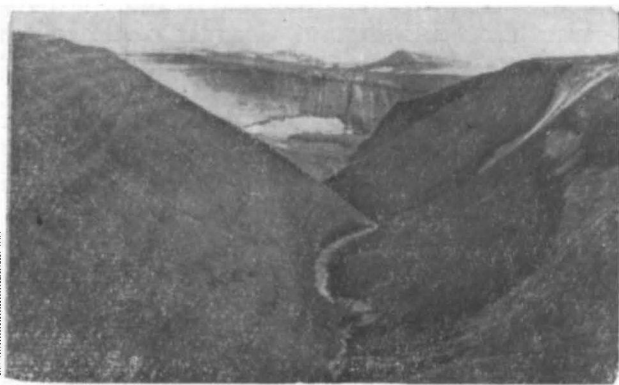


Рис. 56. Пологозалегающие отложения нижнего девона. Остров Октябрьской Революции, р. Спокойная. Фото К. С. Агеева

полуокатанные обломки пород, участвующих в строении подстилающих толщ. Встречаются обломки известняков с фауной одиночных кораллов силурийского облика. На конгломератах лежит горизонт светло-серых мелкозернистых *кварцевых песчаников* с тонким (3—4 м) прослоем черных листоватых известняков. Мощность горизонта песчаников 18—20 м. Выше располагается слой *серых и черных известняков* мощностью 12—15 м. В них содержатся остатки фауны остракод *Isochilina* aff. *parvula* Rein., I. (*Hogmochilina*) aff. *cinorata* Solle, которые, по определению Я. Д. Зеккель, относятся к нижнему девону и имеют наибольшее сходство с нижнедевонскими формами остракод Шпицбергена. Затем следует толща, состоящая из красноватых *кварцевых песчаников, зеленоватых мергелей, доломитов и известняков*, переслаивающихся между собой. В верхней части толщи преимущественным развитием пользуются доломиты и известняки. В последних содержатся обильные остатки нижнедевонских остракод *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *bisulcata* Solle, I. (*Hogmochilina*) cf. *cinorata* Solle. Мощность толщи 155—170 м.

Выше залегают серые и темно-серые *известняки и доломиты* мощностью 80—90 м. Они перекрываются пестроокрашенными *мергелями и доломитами* и красноватыми *песчаниками* мощностью 100—120 м.

Верхнюю часть разреза нижнедевонских отложений составляет толща серых и зеленовато-серых *известняков и доломитов* с подчиненными горизонтами мергелей. К верхней части толщи приурочена пачка рассланцованных *доломитов*, с прослоями и линзами гипса, мощностью 35—40 м. Мощность всей этой толщи карбонатных пород не

менее 250—270 м. Над ней лежат темно-красные песчаники с остатками фауны панцирных рыб *Coccosteus* sp. среднедевонского возраста.

Общая мощность отложений нижнего девона в низовьях р. Ушакова и в бассейне р. Спокойной составляет около 720 м.

В отличие от вышеописанного разреза в бассейне р. Матусевича (о. Октябрьской Революции) в низах нижнего девона преимущественное развитие имеют карбонатные отложения с подчиненными горизонтами песчаников. Только со второй половины разреза начинают появляться красноцветные песчаники, доломиты и мергели.

К верхней части толщи приурочен горизонт серых и грязно-серых гипсов мощностью 20—22 м. Разрез заканчивается темно-серыми доломитизированными и чистыми известняками с фауной остракод *Isochilina* sp. и *Leperditia* sp. нижедевонского облика. Мощность известняков около 25 м.

В западной части о. Октябрьской Революции, в среднем течении р. Подъемной, верхняя часть нижнего девона представлена черными листоватыми глинистыми сланцами, переслаивающимися с аркозовыми песчаниками. В глинистых сланцах содержится фауна остракод *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *isochilinoidea*, характерная, по мнению Я. Д. Зеккель, для нижнего девона.

Суммарная мощность нижнего девона на о. Октябрьской Революции определяется в 720—800 м.

На о. Комсомолец над силурийскими известняками лежит мощная толща красноцветных песчаников, чередующихся с зеленовато-серыми, коричневыми и светло-серыми известняками, мергелями и доломитами, причем карбонатные отложения развиты преимущественно в верхней части разреза. Здесь же встречаются прослой гипса мощностью до 1,2—1,5 м. Верхняя часть карбонатной толщи охарактеризована нижедевонской фауной остракод *Leperditia gregaria* Keys., *L. ex gr. barbotana* Schm., и брахиопод — «*Spirifer*» *pseudosimplex* sp. n. (in litt.), *Chonetes* sp.

Средний отдел

Отложения среднего девона развиты на о. Пионер, в западной части о. Октябрьской Революции, а также на островах Комсомолец и Восточном (архипелаг Седова).

На о. Пионер среднедевонские отложения согласно налегают на породы нижнего девона. Они установлены на северном побережье острова, в бассейне р. Пионерки и нижнем течении р. Сомнений, а также на юге острова. По литологическому составу и фаунистическим остаткам отложения среднего девона расчленены здесь на две свиты (снизу вверх): русановскую и альбановскую.

Русановская свита

В основании разреза русановской свиты залегает толща серых и светло-коричневых тонко- и среднеплитчатых доломитов. Это плотные, местами ноздреватые породы, обладающие мозаичной структурой. Состоят они почти полностью из ромбоздрических зерен доломита величиной до 0,15 мм. Иногда незначительную часть породы составляют скопления криптокристаллического кальцита и пелитоморфного вещества. Кое-где в доломитах содержится мелкая вкрапленность галенита и марказита.

Среди доломитов встречаются прослой известковистых песчаников, мергелей и песчаных известняков, мощность которых измеряется

от 3—4 до 6—7 м. Известковистые песчаники имеют алевропсаммитовую структуру и состоят из полуокатанных зерен кварца размером до 0,15 мм. Незначительную часть породы составляют зерна калиевых полевых шпатов, плагиоклаза и рудного минерала. Цемент в песчаниках — соприкосновения или поровый. Представлен он карбонатным материалом. Мергели характеризуются криптокристаллической структурой с участками алевропелитовой. Порода на 40—45% состоит из пелитоморфного вещества, около 45—50% составляет криптокристаллический кальцит, иногда окрашенный буроватыми гидроокислами железа. Отдельные участки породы сложены алевритовыми зернами кварца, сцементированными известковисто-глинистым материалом. Мощность толщи около 60 м.

Выше она перекрывается серыми и черными известняками с мало-мощными (2,5—5 м) прослоями серых и желтовато-серых доломитов и известковистых песчаников. Известняки обладают криптокристаллической или органогенной структурами. Первые из них представляют собой мономинеральные породы, состоящие из криптокристаллической карбонатной массы. Кое-где встречаются единичные ксеноморфные зерна рудного минерала. Известняки с органогенной структурой состоят из органического детрита. Внутренние части раковин сложены крупными зернами кальцита и доломита, а внешние — микрозернистым и криптокристаллическим кальцитом. Мощность известняков 50 м.

Эта часть разреза охарактеризована обильной и разнообразной фауной эйфельского и живетского ярусов. Здесь встречены брахиоподы *Elytha pseudoaculeata* Ržon., *Schizophoria interstitialis* Schl., *Emanuella* aff. *subumbona* Hall., *Atrypa* ex gr. *aspera* Schl., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Chonetes* aff. *sarcinulata* Schl., *Septalaria* sp. n., которые по определению С. В. Черкесовой, позволяют относить заключающие их отложения к эйфельскому ярусу. По своему облику они сходны с фауной из эйфельского яруса Новой Земли и Кузбасса. В известняках найдены остатки пеллеципод *Glossites* cf. *concentrica* Goldf., *ostreiformis* (Fresch.), наутилоидей *Orthoceras ulbense* Tschern., табуляты *Favosites goldfussii* Orb., *F.* aff. *tumazaensis* Sok., *Alveolites* aff. *straelleni* Lecompte., *A.* aff. *subordicularis* Lam., которые, по мнению Б. В. Наливкина, З. Г. Балашова и В. И. Дубатолова, характерны также для эйфельского яруса. Следует отметить, что наутилоидей *Orthoceras ulbense* Tschern. известны из эйфельских отложений Алтая.

Кроме того, в известняках встречаются трилобиты *Dechenella* sp. и *Proetus borealis* sp. n., причем, как указывает З. Н. Максимова, последняя форма сходна с видами, известными из нижней половины среднего девона западного склона Урала, Кузбасса, Минусинской котловины и Центральной Европы.

Наряду с перечисленными выше формами, определенно указывающими на принадлежность описываемых отложений к эйфельскому ярусу, обнаружены остатки фауны, характерные для эйфельского и живетского ярусов, а также среднего девона вообще. К ним относятся пеллециподы — *Solenopsis vetusa* Goldf., *Myolina villmarensis* Fresch., *Rochia* sp. n., *Macrodon* sp., *Cordiola* sp., *Ammigenia catkillensis* Vanux., *Schizodus appressus* (Conrad), остракоды — *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *brevimarginata* Solle, табуляты — *Cylindrica* Tchern., *Coenites* sp., криноидей — *Entrochus impares* Quenst., наутилоидей — *Pseudoorthoceras* sp., *Cyroceras* cf. *depressum* Goldf., *Orthoceras oryx* Whidborne, *Kosvae* Tchern., *Champernovi* Whidborne. Последние две формы, по данным З. Г. Ба-

лашова, известны из отложений живетского яруса Урала и Англии, а *Orthoceras oryx* Whidborne — из среднего девона Англии.

Стратиграфически выше на известняках располагается пачка серых, темно-серых и зеленовато-серых тонко- и среднеплитчатых, местами кавернозных доломитов. Последние обладают мозаичной структурой и состоят из ромбоэдрических зерен доломита величиной 0,08—0,2 мм. Мелкие пустотки размерами от 0,5 до 2—2,5 мм заполнены кристаллически-зернистым гипсом. Мощность пачки доломитов около 40 м.

Доломиты перекрываются серыми песчанистыми известняками и мергелями мощностью 15—20 м. По своему составу и структуре они аналогичны таким же породам, слагающим нижнюю часть русановской свиты.

Выше залегают серые, темно-серые, коричневатые тонко- и среднеплитчатые доломиты, реже мергели, переслаивающиеся с белыми и грязно-серыми гипсами. Мощность их 130—135 м, а всей толщи (включая и 15—20-метровую пачку песчанистых известняков и мергелей) около 150 м. В ряде разрезов наблюдается многократное чередование прослоев гипсов, доломитов и мергелей, мощность которых измеряется от нескольких сантиметров до 0,25—0,35 м. Характер ритмичного переслаивания доломитов, гипсов и мергелей свидетельствует о частой смене условий осадконакопления. Следует попутно отметить, что в среднем течении р. Пионерки в районе ее крутой восточной излучины мощность отдельных пластов гипса достигает 8—10 м.

В верхней части разреза русановской свиты в доломитизированных известняках были встречены остатки брахиопод *Elytha pseudoaculeata* Ržop., наличие которых позволяет относить эти отложения к эйфельскому ярусу.

Суммарная мощность русановской свиты около 300 м.

Альбановская свита

Отложения альбановской свиты согласно налегают на породы русановской свиты. Наиболее полно разрез альбановской свиты представлен в среднем течении р. Пионерки.

Нижнюю часть свиты слагают серые, темно-серые и зеленовато-серые известняки с маломощными (5—8 м) прослоями мергелей. Известняки обладают криптокристаллической и оолитовой структурами. Первые из них состоят из криптокристаллической карбонатной массы, содержащей незначительную (3—5%) примесь алевритовых угловатых зерен кварца. Известняки оолитовой структуры состоят из оолитов величиной от 0,2—0,5 до 1—1,2 мм, имеющих концентрическое строение и сложенных крипто- и мезокристаллическим кальцитом. Иногда в пределах одного оолита наблюдается сочетание оолитовой и сферолитовой структур. В доломитизированных известняках внутренние части некоторых оолитов сложены ромбовидными зернами доломита, концентрически располагающимися по внутреннему контуру этих оолитов. Промежутки между оолитами заполнены крупными зернами кальцита и доломита. В известняках встречаются многочисленные остатки остракод, пелеципод и брахиопод. Среди известняков наблюдаются прослой тонкоплитчатых листоватых, темно-серых и черных известняков, имеющих битуминозный запах. Мергели имеют криптокристаллическую структуру и на 35—40% состоят из пелитоморфного вещества. Остальную часть породы составляет кальцит. Иногда в мергелях содержится незначительное количество алевритовых зерен кварца.

На северо-востоке о. Пионер в береговом обрыве р. Бурной обнажается толща серых и темно-серых среднеплитчатых известняков с фауной остракод *Isochilina (Hogmochilina)* sp. и пелеципод *Avicula (Leiopteria) bigsbyi* Hall., характерных, по заключениям М. И. Мандельштама и Б. В. Наливкина, для среднего девона. Они переслаиваются с тонкоплитчатыми и листоватыми битуминозными известняками, содержащими остатки панцирных рыб *Coccosteus decipiens* Ag., *Lunaspis arctica* Heintz, *Actinolepis tuberculata* Ag. Выше располагается горизонт зеленовато-серых и коричневатых мергелей. Вся эта толща имеет северо-западное простирание (315°) с падением пластов на северо-восток под углом $4-5^\circ$. Породы пересечены двумя системами трещин: одна меридионального (180°) и вторая широтного (273°) направлений. Трещины обоих направлений располагаются перпендикулярно плоскостям напластования и имеют вертикальное падение. Некоторые из них выполнены кальцитом, часто с мелкой вкрапленностью пирита. Нередко трещины имеют раздувы толщиной до $8-10$ см с погребками хорошо ограненных кристаллов кальцита. Местами раздувы кальцитовых жил заполнены битумом черного цвета, на поверхности твердым, но на глубине — пластическим, мазеподобным, имеющим коричневатый оттенок.

Самые низы описываемой свиты охарактеризованы остатками фауны пелеципод *Avicula (Leiopteria)* cf. *gabbi* Hall., *A. (Leiopteria) bigsbyi* Hall., *A. aff. cylindrica* Hall., которые, по заключению Б. В. Наливкина, относятся к живетскому ярусу. Здесь же встречаются остракodes среднедевонского облика: *Isochilina (Hogmochilina)* sp. n., *Holtedachilina* sp. и др. Панцирные рыбы, определенные А. П. Быстровым, представлены видами: *Lunaspis arctica* Heintz, *Porolepis polaris* Heintz, *Hererostius ingens* Asmuss., *Homostius arcticus* Heintz, *Coccosteus decipiens* Ag., *Actinolepis tuberculata* Ag. Последние четыре формы известны из среднего девона Шпицбергена и Восточной Гренландии и, таким образом, подтверждают среднедевонский возраст этой части разреза, что согласуется и с определением возраста по фауне пелеципод. Что же касается представителей *Porolepis polaris* и особенно *Lunaspis arctica*, то считалось установленным, что верхней границей их распространения являются верхи нижнего девона. Это мнение утвердилось на основании находок *Lunaspis* и *Porolepis* из нижнедевонских отложений Рейнской области, Шпицбергена, р. Курейки и р. Тарей (на Таймыре). Однако, судя по соотношению альбановской свиты с подстилающими ее среднедевонскими отложениями русановской свиты и перекрывающими верхнедевонскими породами, а также по совместному нахождению *Porolepis* и *Lunaspis* с такими среднедевонскими панцирными рыбами, как *Coccosteus decipiens* Ag., и др., верхний возрастной предел распространения *Lunaspis arctica* и *Porolepis polaris* следовало бы отнести к верхам среднего девона.

В известняках встречается обильная фауна брахиопод *Elytha pseudoaculeata* Ržon., пелеципод *Janeia* aff. *phaseolina* Goldf., *Avicula (Leptodesma)* sp. и панцирных рыб *Onchus marginalis* Ag. и *Glyptolepis* sp., указывающая на средний девон. Мощность известняков около 60 м.

Верхнюю часть альбановской свиты слагают буровато-красные и зеленые мергели с прослоями серых и темно-серых, местами листоватых известняков. Мощность этих прослоев от 2 до 6 м. Мергели обладают крипто- и мезокристаллической структурами и на $45-50\%$ состоят из пелитоморфного вещества. Около $40-45\%$ составляет кальцит и $3-5\%$ гидроокислы железа, придающие породе буроватую

окраску. В мергелях постоянно встречаются остатки панцирных рыб и ихтиодорулиты акул, количество которых иногда настолько велико, что порода оказывается почти полностью сложенной ими и представляет собой своеобразную костяную брекчию.

Известняки характеризуются мезокристаллической и органогенной структурами. В первом случае известняки состоят из зерен кальцита размером до 0,5 мм. Местами зерна имеют несколько удлинненную форму и образуют шестоватые агрегаты. Порода несет следы интенсивного катаклаза, выраженного в изогнутости некоторых зерен и их волнистом угасании. Органогенные известняки сложены обломками раковин, располагающимися параллельно напластованию. Здесь же довольно часто наблюдаются остатки панцирных рыб, а иногда и брахиопод *Elytha pseudoaculeata* Ržop.

Верхняя часть разреза альбановской свиты охарактеризована обильными и разнообразными остатками пресноводных панцирных акулоподобных рыб и панцирных акул, обитавших в литоральной зоне — *Coccosteus decipiens* Ag., *Heterostius ingens* Ag., *Homostius arcticus* Heintz, *Lunaspis arctica* Heintz, а также морских акул-акантодией *Homacanthus gracilis* Eichw., *Haplacanthus marginalis* Ag., *Nodocosta peuli* Gross. Перечисленные формы, кроме *Lunaspis arctica* Heintz, позволяют, по заключению А. П. Быстрова, отнести толщу известняков и мергелей к среднему девону. Что же касается среднедевонской формы *Lunaspis arctica*, то о верхней границе распространения этого вида говорилось уже выше. Появление его в самых верхах среднего девона наряду с другими заведомо среднедевонскими представителями панцирных рыб не может поколебать вывода о правильности отнесения рассматриваемой толщи к среднему девону. Совместное нахождение ихтиодорулитов панцирных акул *Homacanthus gracilis* Eichw., обитавших в литоральной зоне, с остатками пресноводных панцирных акулоподобных рыб *Coccosteus decipiens* Ag. следует объяснять тем, что последние, по всей вероятности, были вынесены реками в море.

Мощность толщи мергелей с прослоями известняков 40 м, а всей альбановской свиты около 100 м.

Суммарная мощность отложений среднего девона на о. Пионер составляет 400 м.

На о. Октябрьской Революции отложения среднего девона согласно налегают на породы нижнего девона и приурочены к районам распространения последних. В среднем течении р. Матусевича над известняками нижнего девона лежит толща темно-красных, разнотернистых, местами диагональнослоистых песчаников мощностью 85—100 м. В них содержатся обильные остатки фауны пресноводных панцирных акул *Coccosteus livonicus* East., *Schisosteus striatus* Gross., *Osteolepis macrolepidotus* Ag., *Psammosteus paradoxa* Ag. и кистеперых рыб *Glyptolepis* sp.

По заключению А. П. Быстрова, эта фауна является типичной для лагунно-континентальных фаций среднего девона. Мощность песчаников около 100 м.

Выше располагается пачка темно-красных и пестроокрашенных песчаников и мергелей с прослоем известняков в ее верхах. Мощность пачки около 75—80 м. На ней залегают серые, красные, местами известковистые кварцевые и кварцитовидные песчаники мощностью 90—95 м.

Остальную часть разреза среднедевонских отложений мощностью 145 м слагают красноцветные песчаники с горизонтами (3,5—5 м) и пачками (до 25 м) зеленоватых и буровато-красных доломитов и доло-

митизированных известняков. Здесь же встречаются прослои и линзы оранжевого и серого гипса мощностью от 2—10 см до 0,5—1,5 м. В красноцветных песчаниках верхней части разреза встречаются неопределимые остатки панцирей среднедевонских рыб.

Общая мощность среднего девона на о. Октябрьской Революции около 420 м.

Нерасчлененные отложения среднего — верхнего девона

Имеющийся в настоящее время фактический материал о средне-верхнедевонских отложениях по северо-западному побережью о. Октябрьской Революции и по юго-западному берегу о. Комсомолец недостаточен для подробного описания этих отложений и их расчленения на свиты и отделы. Нерасчлененные средне-верхнедевонские отложения представлены в низах карбонатными отложениями с прослоями и линзами гипса, по которым и проводится граница с нижним девонem. Кроме того, в строении этой толщи участвуют красноцветные, местами диагональнослоистые песчаники с прослоями доломитов, чистых и доломитизированных известняков и мергелей. Мощность этих прослоев колеблется от нескольких до 12—14 м. В песчаниках и известняках содержатся неопределимые остатки панцирных рыб средне- и верхнедевонского облика.

В общих чертах эти отложения имеют наибольшее сходство со средним девонem остальной части о. Октябрьской Революции, где наряду с известняками, доломитами и мергелями значительное место в строении разреза занимают красноцветные песчаники, содержащие типичную для среднего девона фауну панцирных рыб.

Верхний отдел

Отложения верхнего девона распространены в западной части о. Октябрьской Революции, а также на о. Пионер.

Граница между средним и верхним отделами девона на о. Октябрьской Революции проведена до некоторой степени условно, так как красноцветные песчаники среднего девона на большей части территории перекрываются почти такими же песчаниками, лишь кое-где содержащими фауну кистеперых рыб верхнего девона. Наиболее отчетливо эта граница проводится в бассейне р. Подъемной, где красноцветные фаунистически охарактеризованные песчаники верхнего девона налегают на доломиты и мергели среднего девона.

По литологическому составу верхнедевонские отложения на о. Октябрьской Революции могут быть расчленены на две свиты (снизу вверх): матусевичскую и вавиловскую.

Матусевичская свита

В нижней части разреза свиты залегают равнозернистые, слоистые и косослоистые красные и буровато-коричневые песчаники мощностью около 120 м. В основном это кварцевые и кварцитовидные песчаники, среди которых в зависимости от количества и преобладания того или иного цемента можно выделить: железисто-кварцевые, известковисто-кварцевые, слюдисто-кварцевые песчаники с карбонатным цементом, железистые полевошпатово-кварцевые, железистые аркозовые песчаники и др. Наибольшее распространение имеют железисто-кварцевые и известковисто-кварцевые песчаники. В них часто встре-

чаются остатки фауны рыб *Coccosteus trautscholdi* East., *Bothriolepis* sp., относящихся к верхнему девону.

Среди песчаников залегают прослой известняков и доломитов мощностью от 1,5 до 10 м. Известняки серые и зеленовато-серые, тонкозернистые, реже массивные. Структура их криптокристаллическая, текстура — сгустковая или пятнистая. Порода состоит из микрозернистого и криптокристаллического кальцита. Местами наблюдается тонкослоистое сложение, обусловленное чередованием тончайших полосочек, состоящих из зерен кальцита различного размера, окрашенных бурыми окислами железа. Доломиты представляют собой серые плотные породы с микромозаичной структурой, почти полностью состоящие из зерен доломита величиной 0,05—0,2 мм. В незначительном количестве присутствуют кальцит, кварц и рудный минерал.

Значительно реже встречаются прослой глинистых и песчано-глинистых сланцев, видимая мощность которых не более 1,5—2 м. Это бурые сланцеватые породы с алевропелитовой структурой, состоящие на 70—80% из кварца, незначительного количества кальцита, полевых шпатов и мелких обломков раковин. Около 25—30% составляет бурое пелитоморфное вещество, окрашенное гидроокислами железа. Иногда в этих сланцах встречаются обломки панцирей рыб *Bothriolepis* sp. верхнедевонского облика.

Стратиграфически выше залегают пачка коричневых средне- и тонкоплитчатых мергелей, переслаивающихся с серыми доломитами. В последних содержатся неопределимые остатки гастропод и брахиопод. Мощность пачки 30—35 м. Вверх по разрезу количество прослоев мергелей, мощность которых измеряется от 3,5 до 10 м, постепенно уменьшается вплоть до полного исчезновения.

В мергелях присутствуют вторичные гипсы оранжевого цвета, имеющие шестоватое строение. Они развиты по трещинам и плоскостям напластования. Мощность их не превышает 2—3, максимум 6—8 см.

Далее располагаются серые доломиты с прослоями и линзами серого и грязно-серого гипса. Мощность прослоев гипса колеблется от нескольких сантиметров до 1—2,2 м. Мощность всей доломитово-гипсоносной пачки около 45—50 м.

На этой пачке залегают темно-красные крупно- и среднезернистые местами диагональнослоистые красные песчаники с маломощными (2,5—3,0 м) прослоями бурых мергелей. В песчаниках встречаются остатки панцирных рыб верхнедевонского облика. Мощность песчаников около 40—45 м, а всей матусевичской свиты около 250 м.

Вавиловская свита

Эта свита характеризуется преобладанием светло-серых, желтовато-серых, иногда сахаровидных неравномернозернистых и конгломератовидных песчаников. Структура песчаников алевропсаммитовая, чаще псаммитовая с переходом к псефопсаммитовой. Порода на 75—90% состоит из полуугловатых и окатанных зерен и обломков кварца величиной от 0,1 до 2 мм, 12—15% составляет кальцит, в незначительном количестве или в единичных зернах встречаются микроклин, плагиоклаз, рудный минерал, турмалин, чешуйки хлорита, серицита, единичные листочки мусковита и биотита. Нередко в песчаниках содержатся полуокатанные обломки фельзитов, микрокварцитов и микрогранитов размерами от 0,5 до 2,5 м.

Наиболее часто встречающийся в песчаниках тип цемента — регенерационный (кварцевый). Цемент соприкосновения и поровый менее

распространены, причем первый почти всегда представлен агрегатом мелких чешуек хлорита и серицита с примесью желтоватого или буроватого пелитоморфного вещества, а второй — исключительно карбонатный. Чаше всего встречаются кварцевые и кварцитовидные песчаники с известковистым цементом. Грубозернистые и конгломератовидные кварцевые песчаники с псефосаммитовой и псефитовой структурой состоят из зерен кварца и небольшого количества галек и обломков различных пород. В этих породах цемента или совсем нет, что обуславливает их пористость, или он занимает незначительную часть от всего объема породы. В последнем случае он бывает представлен волокнистым биотитоподобным минералом или глинистым веществом с примесью водных окислов железа.

Иногда эти грубозернистые песчаники переходят в типичные мелкогалечниковые кварцевые конгломераты, образующие прослой от нескольких сантиметров до 0,75—1 м мощности. В верхах этой свиты залегают прослой плотных, серых и темно-серых криптокристаллических известняков мощностью от 0,75 до 2,5 м. В песчаниках и иногда в известняках встречаются верхнедевонские формы пресноводных кистеперых рыб *Dypterus* sp., *Holoptychius* sp. и *Psammosteus* sp., характерных для отложений дельт крупных рек, озер и лагун с сильно опресненной водой.

Мощность вавилонской свиты 150—175 м. Суммарная мощность отложений верхнего девона на о. Октябрьской Революции 400—425 м.

Верхнедевонские отложения на о. Пионер согласно налегают на породы среднего девона и на свиты не расчленяются. Они имеют сравнительно небольшое распространение и приурочены к северо-восточной и южной частям острова. Нижняя часть разреза представлена толщей серых, розоватых и буровато-красных, косослоистых железисто-кварцевых и известковистых кварцевых песчаников. Это разнозернистые, иногда конгломератовидные породы, аналогичные по своему составу и структуре верхнедевонским песчаникам, развитым на о. Октябрьской Революции. Местами в песчаниках содержатся стяжения марказита, примазки сажистого вещества. Эта часть разреза мощностью в 130 м охарактеризована остатками двоякодышащих рыб *Bothriolepis* sp., которые, по определениям А. П. Быстрова, позволяют относить песчаниковую толщу к верхнему девону.

Выше располагается пачка зеленых и буро-красных мергелей, переслаивающихся со светло-серыми чистыми и песчанистыми известняками. Мощность прослоев измеряется от 2,5 до 6 м. Мощность всей пачки составляет 50 м. Разрез заканчивается серыми и розовато-серыми, среднезернистыми, местами конгломератовидными, косослоистыми песчаниками. В последних содержатся остатки верхнедевонских пресноводных панцирных акул. Видимая мощность песчаников около 20 м. Общая мощность сохранившейся пачки верхнедевонского разреза на о. Пионер составляет 200 м.

Нерасчлененные отложения верхнего триаса — нижней юры (?)

Отложения, условно отнесенные к верхнему триасу—нижней юре, были выделены в 1960 г. В. Д. Дибнером и К. С. Агеевым по материалам Б. Х. Егиазарова и К. С. Агеева. Ранее эти образования в связи с неясностью их стратиграфического положения и отсутствием палеонтологических данных относились Б. Х. Егиазаровым (1959) к верхам вавилонской свиты верхнего девона, хотя более молодой (пермо-карбонный) возраст их также не исключался.

Дополнительное изучение распространения отложений, относимых к верхнему триасу—нижней юре, их литологического состава, а также выявление спорово-пыльцевого комплекса и сопоставление с аналогичными образованиями Северного Таймыра и Земли Франца-Иосифа позволило В. Д. Дибнеру и К. С. Агееву показать схематические контуры предполагаемых участков распространения этих отложений. Аналогичная работа была проведена этими исследователями для юрских и меловых отложений, выделявшихся ранее Б. Х. Егiazаровым и С. В. Воскресенским. Настоящее описание мезозойских отложений приводится с учетом этих уточнений.

Верхнетриасовые — нижнеюрские (?) отложения развиты на о. Октябрьской Революции — у западного края ледника Карпинского, в верховьях р. Подъемной между ледниками Вавилова и Альбанова, а также на о. Комсомолец — в районах мысов Фрунзе и Куйбышева. Они представлены горизонтально- или пологозалегающими (15—20°) песчаниками и конгломератами, содержащими обломки углефицированной и пиритизированной древесины. По данным Б. Х. Егiazарова, конгломераты и песчаники характеризуются псефопсаммитовой структурой и полимиктовым составом. Они состоят из хорошо окатанных галек и зерен кварцевых песчаников, кварцитов, микропегматитов, обломков кислых лав и их туфов, альбитизированных граносиенитов, гранитоидных пород, известняков, доломитов и филлитов, т. е. пород, участвующих в строении докембрийских и палеозойских толщ Северной Земли. Мощность прослоев песчаников и конгломератов колеблется от 0,7—1,0 до 12—15 м. Аналогичные грубообломочные породы наблюдаются в районах мысов Фрунзе и Куйбышева, где местами они слагают столбообразные останцы (рис. 57) высотой 6—8 м, располагающиеся среди поля четвертичных отложений. Песчаники слоистые, иногда косослоистые, преимущественно кварцевые, серого и розовато-серого цвета. Среди песчаников залегают тонкие прослои и линзочки мелкогалечных конгломератов. Видимая мощность песчаников в обнажениях 15—30 м. Общая же мощность верхнетриасовых—нижнеюрских (?) отложений, по данным В. Д. Дибнера и К. С. Агеева, составляет около 300 м. По мнению авторов, она, судя по характеру залегания в разрозненных обнажениях, при углах падения 10—20°, едва ли превышает 100—120 м.

Возраст описанных отложений определяется по находкам (Ермолаев, 1935) отпечатков флоры рэт-лейасового облика (определения В. Д. Принады), обнаруженных в районе мыса Фрунзе в обломках красноватых песчаников. В двух образцах грубозернистого песка, поднятого (гидрологом Т. Н. Стешковым) с прибрежного мелководья, М. А. Седовой была обнаружена единичная пыльца *Coniferae*, *Pinales*, *Picea* и *Piccites* и споры *Equisetum*, а также из группы *Azonales* (?) мезозойского облика. По вещественному составу, общему облику пород и характеру залегания рассматриваемые проблематичные отложения верхнего триаса—нижней юры В. Д. Дибнером (1960) сопоставляются с отложениями вильчевковской, васильевской и тегетхофской свит Земли Франца-Иосифа, возраст которых заключен в диапазоне норийский ярус—лейас.

Верхнеюрские отложения

Отложения верхнего отдела юры развиты в южной части о. Большевик — в районе бухты Солнечной и мыса Никитина. Они залегают в виде изолированных пятен на размытой поверхности пород метаморфического комплекса протерозоя. Отложения представлены тонкоплит-

чатыми зелеными и зеленовато-бурыми рыхлыми песчаниками, песчано-глинистыми сланцами, зелеными или голубовато-зелеными глинами с углистыми включениями, а также плотными желто-бурыми песчанистыми известняками. К последним приурочены многочисленные отпечатки верхнеюрской морской фауны: *Amoeboceras elegans* Spath., *A. taimyricus* Bodyl., которая, по определению Н. С. Воронец, указывает на кимериджский (по-видимому, нижнекимериджский) возраст этих отложений.

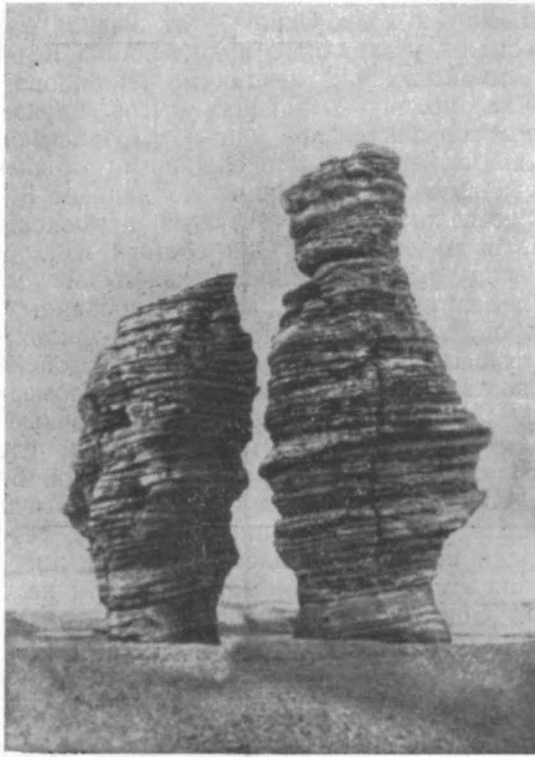


Рис. 57. Останцы, сложенные породами верхнего триаса — нижней юры (?). Остров Комсомолец, мыс Фрунзе. Фото С. В. Воскресенского

В глинах с углистыми включениями, обнажающихся западнее мыса Никитина, обнаружено значительное количество пыльцы *Ginkgoaceae*, *Coniferae*, *Podocarpaceae*, *Podozamites*, *Pinaceae* и спор *Acrostichum*, *Osmunda*, *Selaginella*, *Leiotriletes*.

По мнению Н. Д. Мчедлишвили, данный комплекс позволяет считать эти глины верхнеюрскими. Пласты верхнеюрских пород имеют сравнительно небольшие (10—15°) углы падения. В некоторых пунктах они лежат почти горизонтально. Видимая мощность описанных отложений 150—200 м (Дибнер, Агеев, 1960).

Меловая система

На Северной Земле обнаружены только отложения нижнего мела, развитые на о. Большевик — в районе мыса Неупокоева и на о. Октябрьской Революции — по р. Песчаной. Они соответственно

относятся к нижнему подъярису валанжинского яруса и условно — к готериву—альбу (?).

Отложения нижнего подъяруса валанжинского яруса обнажаются в виде изолированных пятач и с резким несогласием налегают на протерозойские образования. Они представлены бурыми и зеленовато-бурными рыхлыми песчаниками, переслаивающимися со светло-зелеными тонкослоистыми сланцеватыми глинами. В этих отложениях обнаружена фауна *Aucella inflata* (Toula), *Aucella contorta* Fisch., *Belemnites* cf. *anabarensis* Pavl., которая, по определению Н. С. Воронец, указывает на верхнюю зону нижнего валанжина — зону *Tollia stenophala*. Мощность нижневаланжинских отложений здесь 12—15 м. Как и верхнеюрские отложения, валанжинские характеризуются споккойным, иногда почти горизонтальным залеганием.

К готериву—альбу (Дибнер, Агеев, 1960) условно отнесены песчаные отложения, обнажающиеся в среднем течении р. Песчаной в западной части о. Октябрьской Революции. Здесь, по данным В. Ф. Медведева, почти на протяжении 500 м горизонтально залегают сильно уплотненные, крупнозернистые пески серого, желтого и бурого цвета. Выше они сменяются такого же состава и цвета песками, но более рыхлыми, сыпучими. Видимая мощность их около 15—20 м.

Среди песков располагаются прослой и линзы бурых углей, мощность которых, по данным В. Ф. Медведева, достигает 0,8 м. По простиранию в береговом обрыве эти линзы и прослой прослеживаются на несколько десятков метров. Местами пласты углей раздроблены, отдельные части их смещены относительно друг друга, а промежутки между ними заполнены песком, содержащим растительные остатки. По определению Н. Д. Василевской, последние относятся к виду *Pityophillum nordenskioldii* (Heer) Nath., характерному для верхней юры—нижнего мела Советской Арктики. Однако, судя по новейшим исследованиям, эта форма характерна для послеваланжинских нижнемеловых отложений Ленского прогиба и Земли Франца-Иосифа, что позволило В. Д. Дибнеру и К. С. Агееву (1960) угленосные отложения, установленные по р. Песчаной, условно отнести к готериву—альбу (?).

Палеогеновая система

Отложения палеогеновой системы имеют весьма ограниченное распространение и установлены лишь на о. Комсомолец. Они обнажаются из-под покрова четвертичных отложений в виде небольших изолированных пятач, площадь которых не превышает 2—3 км².

В северо-восточной части о. Комсомолец палеогеновые отложения представлены темно-серыми, буроватыми и желтовато-коричневыми горизонтальнослоистыми песками, образующими тонкие прослой мощностью в несколько сантиметров. В песках содержатся отдельные обломки и прослой сильно разрушенной древесины. Местами встречаются диагональнослоистые буровато-серые среднезернистые пески с прослоями древесины или очень рыхлого сажитого материала.

На северо-западе о. Комсомолец — по р. Посадочной — встречены уплотненные пески, переходящие местами в слабосцементированные песчаники.

Возраст отложений установлен на основании спорово-пыльцевого анализа 18 образцов, произведенного Ф. М. Левиной. В большинстве образцов содержится значительное количество пыльцы древесной растительности, явно доминирующей над количеством спор и недревесной пыльцы. В количественном отношении пыльца древесных расте-

ний занимает господствующее положение. Здесь обнаружена пыльца *Betula* (28,4%), *Alnus* (11,8%), *Pinus* подрода *Diploxyylon* (10,6%), *Pinus* подрода *Haploxyylon* (8%), *Picea* (5,2%), *Corylus* (3,8%), *Abies* (2%), *Salix* (1%), *Pterocaria*, *Carpinus* (0,8%), *Rhus* (0,8%), *Juglans* (0,4%), *Nissa* (0,4%), *Mirtaceae* (0,2%), *Taxodiaceae* (0,2%). Кроме того, встречена пыльца травянистых растений из семейства вересковых *Ericaceae* (7,2%), *Leguminosae* (0,2%).

Споры представлены формами: *Sphagnum* (8%), *Lycopodium* (0,6%), *Dicksonia* (0,6%). Наряду с этим здесь обнаружены споры из семейства *Polypodiaceae* (4%) и треугольные споры из подгруппы *Leiotriletes* Naum. (3,2%).

По мнению Ф. М. Левиной и Э. Н. Кара-Мурзы, наличие в составе пыльцевого комплекса *Nyssa*, *Rhus*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Podocarpus*, *Carpinus* и пыльцы из семейства *Myrtaceae* позволяет описанные выше отложения отнести к палеогеону. По своему характеру пыльцевой комплекс из отложений о. Комсомолец весьма сходен с тургайской олигоценовой флорой Западно-Сибирской низменности.

Определения древесины, произведенные Т. С. Цыриной, показали, что здесь наряду с хвойными — *Pinus sibirica* (Rupr.) Maug., *Larix sibirica* Led., *Picea obovata* Ldb. встречается хотя и в подчиненном количестве также древесина кипарисовых *Cupressaceae*.

Мощность палеогеновых отложений 18—20 м.

Четвертичная система

Четвертичные отложения на островах Северной Земли имеют широкое распространение и представлены различными по возрасту и литологическому составу ледниковыми, морскими, аллювиальными, элювиальными и делювиальными отложениями. К этой же группе образований относятся и глетчерные льды современных ледниковых куполов, покрывающие около половины всей площади архипелага.

Описание четвертичных отложений дано в соответствии со схемой стратиграфии, разработанной Н. Г. Загорской (1954 г.). Четвертичные отложения Северной Земли относятся к среднему, верхнему и современному четвертичному времени (к среднему и верхнему плейстоцену и голоцену).

Среднечетвертичные (среднеплейстоценовые) отложения

Ледниковые отложения. Достоверные ледниковые отложения максимального (среднеплейстоценового) оледенения в пределах островов Северной Земли не установлены. Возможно, следами этого оледенения являются многочисленные эратические валуны, рассеянные по всей территории архипелага. Они встречаются на поверхностях приледникового плато в центральной, равнинной части о. Октябрьской Революции, а также почти на всех морских террасах. Различных размеров валуны гранитоидов были обнаружены на южном берегу о. Октябрьской Революции и о. Пионер, в северной части о. Комсомолец и по всему побережью о. Большевик.

Подавляющее большинство валунов по петрографическому составу соответствует крупнопорфировидным гранитам, адамеллитам, граноснигитам и гранодиоритам, слагающим интрузии восточного побережья о. Октябрьской Революции.

Нахождение валунов в большом удалении от мест предполагаемого коренного залегания, а также наличие их на поверхностях приледникового плато на о. Большойвик, куда они могли быть перенесены ледником только до образования грабена пролива Шокальского, — все это позволяет предположительно относить время их распространения к максимальному оледенению архипелага.

Верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) отложения

Морские отложения казанцевской трансгрессии. На территории архипелага Северной Земли к морским отложениям верхов верхнего плейстоцена относятся осадки 80—100-метровой и 60—70-метровой морских террас, описанных соответственно как санчуговская и казанцевская. Если возраст отложений казанцевской террасы определен довольно достоверно, то возраст верхней, санчуговской террасы в свете современных данных является сомнительным. Сейчас санчуговские морские отложения в арктической части прилегающего материка относятся к среднечетвертичному (среднеплейстоценовому) времени и синхронизируются с последней фазой верхнеплейстоценового оледенения.

В данном же случае вероятнее, что верхняя терраса отвечает ранним фазам существования казанцевского моря и, следовательно, ошибкой было бы относить ее к среднему плейстоцену. Поскольку этот вопрос не может быть сейчас решен, обе террасы следует рассматривать как морские верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые), отвечающие межледниковому (казанцевскому) времени.

Терраса с отметкой 80—100 м занимает обширное пространство южного побережья о. Октябрьской Революции, а также островов Пионер и Комсомолец, причем на последних двух ее отложения непосредственно перекрываются современными ледниками. На восточном побережье о. Октябрьской Революции и по берегам пролива Шокальского эта терраса отсутствует.

Терраса характеризуется слабо выраженным уступом и плавным переходом к тыловой окраине нижележащей террасы. Ширина ее колеблется от 200—300 м до 1—2 км. Она сложена суглинками и песками с примесью галечного материала. Мощность рыхлых отложений не превышает 3—4 м, и только на северо-западе о. Комсомолец в останце террасы она достигает 40 м.

Среди отложений террасы встречаются обильные остатки раковин двустворчатых моллюсков * *Saxicava arctica* f. *pholadis* L., *S. arctica* f. *arctica* L., *Mya truncata* var. *uddevalensis* H., *Astate borealis* var. *placenta* Mögch.

Приведенная фауна не является руководящей, но бедность комплексов свидетельствует об относительно суровых климатических условиях в период ее формирования. Это обстоятельство может служить косвенным указанием на связь 80—100-метровой террасы с началом межледниковой трансгрессии.

Поверхность 60—70-метровой террасы ограничена уступом и отчетливо выражена в рельефе. Ширина ее колеблется от 400—500 м до 2—2,5 км. Литологический состав отложений, слагающих эту террасу, в различных частях архипелага неодинаков. Так, например, на юге о. Октябрьской Революции в низах разреза залегают плотные коричневатые глины с тонкими прослоями мелкого галечника. Выше появ-

* Здесь и далее списки четвертичной фауны приводятся на основании определений, произведенных Н. Г. Загорской.

ляются прослой зеленоватых глин, которые перекрываются коричневыми песчанистыми глинами. Видимая мощность этих отложений около 15—20 м. На севере того же острова в строении этой террасы наряду с песчанистыми глинами значительную долю занимают пески с фауной двустворок.

В верховьях р. Подъемной (о. Октябрьской Революции) 60—70-метровая терраса сложена красными среднезернистыми, местами глинистыми песками, содержащими обильные остатки раковин моллюсков. Видимая мощность песков около 20 м. Отложения этого же возраста на о. Пионер характеризуются суглинками с примесью галечного материала. На о. Комсомолец развиты тонкослоистые глинистые алевроиты.

В отложениях этой террасы обнаружена фауна моллюсков: *Pecten islandicus* Müll., *Cardium groenlandicum* Chemn., *C. ciliatum* Fabr., *Astarte borealis* Chemn., *A. borealis* var. *placenta* Mörgch., *A. crenata* (Gray), *Leda pernula* Müll., *Arca glacialis* Gray, *Mya truncata* var. *uddevalensis* H., *Saxicava arctica* f. *pholadis* L., *S. arctica* f. *arctica* L., *Natica groenlandica* Beck., *Margarita cinerea* (Couth).

Перечисленные выше формы синхронны фауне из морских отложений казанцевского времени. Отложения вышележащей 80—100-метровой террасы, связанной с 60—70-метровой террасой незаметным переходом, должны быть соответственно отнесены к более ранним образованиям, т. е. к санчуговскому возрасту.

Ледниковые отложения. Морены этого оледенения располагаются в виде валов, примыкающих к неподвижным склонам ледников, чаще всего на отметках от 60 до 80—100 м над уровнем моря. Моренные валы протягиваются на расстояние от 1,5—3,0 до 12—15 км при ширине от нескольких десятков метров до 1 км. Они представляют собой ступенчатые нагромождения крупных глыб и обломков местных пород, имеющих слабые признаки окатанности, перемешанных со щебнем, дресвой и суглинком.

Моренные валы зачастую находятся как бы внутри ледникового склона. Такое впечатление создается вследствие того, что они с внешней стороны окаймлены широкой полосой навейного фирна.

Подобное расположение морен, а также приуроченность их к районам развития межледниковых морских террас позволяют относить эти образования к верхнечетвертичному (верхнеплейстоценовому) оледенению.

Морские межстадиальные отложения каргинской трансгрессии. Морские отложения 30—40-метровой террасы, относимой к каргинскому времени, развиты на всех островах архипелага. Наиболее широко распространены эти отложения на западном побережье о. Октябрьской Революции. Ширина террасы колеблется от 1—1,2 км на островах Пионер и Комсомолец до 3 км на о. Октябрьской Революции. В ряде случаев 30—40-метровая терраса распадается на отдельные увалы — останцы, вытянутые вдоль берега моря. Иногда она представляет собой абразионный уступ, который постепенно снижается к поверхности нижележащей террасы. На восточном берегу о. Октябрьской Революции 30—40-метровая терраса выражена в виде скульптурного уступа, перекрытого мореной.

Рыхлые отложения представлены коричневыми глинами, перекрывающимися песками и галечниками. Максимальная видимая мощность отложений около 10 м. Из отложений террасы собрана фауна: *Astarte borealis* Chemn., *A. borealis* var. *jenisseae* Sachs, *A. compressa* L., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Mya truncata* var. *uddevalensis* H., *Saxicava arctica* f. *pholadis* L., *S. arctica* f. *arctica* L.

Наличие этого комплекса фауны и особенно формы *Astarte borealis* var. *jenisseae* Sachs позволяет параллелизовать отложения 30—40-метровой террасы с каргинской морской террасой материка.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения сартанской фазы оледенения. Моренные отложения этого возраста имеют широкое распространение, но характеризуются сравнительно небольшой мощностью, не превышающей 10 м. Они слагают гряды и холмы, достигающие 2 км в длину при высоте 7—10 м. Материал морен представлен щебнем и мелкими угловатыми обломками местных пород. В бассейне р. Матусевича на о. Октябрьской Революции сильно размытые моренные отложения перекрывают суглинки и пески с фауной из 30—40-метровой каргинской террасы. Такие же соотношения наблюдались на западном и южном берегах о. Большевик, а также в других районах архипелага.

Налегание моренных отложений на поверхность 30—40-метровой морской каргинской террасы позволяет относить их к сартанской фазе верхнечетвертичного (верхнеплейстоценового) оледенения.

К образованиям этого же времени, по-видимому, относятся флювиогляциальные отложения, развитые у южного края ледника Ленинградского на о. Большевик, в центральной части о. Октябрьской Революции и в районе мыса Медного.

Флювиогляциальные отложения представлены слоистыми песками и галечниками. В районе мыса Медного средне- и мелкозернистые пески содержат прослой гравия и перемытых торфов. Мощность этих отложений от 2—3 до 20—30 м.

Современные (голоценовые) и нерасчлененные четвертичные отложения

Морские послеледниковые отложения. Эти отложения слагают 15—20 и 5—10-метровые террасы, отчетливо выраженные на побережье всех островов архипелага. Ширина 15—20-метровой террасы местами достигает 6 км. Уступ ее почти всегда выражен весьма отчетливо. Сложена терраса супесями и суглинками, иногда с тонкими прослоями гравия. С поверхности она обычно прикрыта слоем гальки или песчано-глинистым материалом с примесью слабоокатанного щебня. Иногда рыхлые отложения на поверхности террасы представлены исключительно грубообломочным материалом местных пород.

На о. Большевик 15—20-метровая терраса сложена галечным или плохо отсортированным песчано-галечным материалом с примесью щебня. Местами, как например по южному берегу о. Октябрьской Революции, в строении террасы участвуют алевритовые и гравелистые пески, образовавшиеся в результате переотложения осадков более древних террас, а также окружающих местных пород. Максимальная видимая мощность рыхлых отложений 15—20-метровой террасы не превышает 10 м.

В отложениях террасы содержится обильная, но в видовом отношении довольно однообразная фауна моллюсков: *Astarte borealis* var. *placenta* Mörch., *A. compressa* L., *Mya truncata* var. *uddevalensis* H., *Cardium groenlandicum* (Chemn.), *Saxicava arctica* f. *pholadis* L., *S. arctica* f. *arctica* L., *Buccinum angulosum* Gray.

Самая низкая, 5—10-метровая терраса окаймляющая побережье всех островов, выражена также весьма отчетливо. Ширина ее обычно достигает 1,2—1,5 км. Отложения этой террасы в большинстве случаев представлены коричневой глиной с большой примесью галечного ма-

териала. Лишь на участках преобладающего развития песчаников, как например на о. Пионер, она слагается песками с примесью кварцевой гальки. Местами наблюдается и несколько иной состав отложений. Так, на о. Большевик в обрывах террасы устанавливается чередование песков и суглинков, а к западу от мыса Никитина встречаются черные глины, обогащенные углистыми включениями, а также прослойки льда мощностью до 8 см. В районе полуострова Парижской Коммуны (о. Октябрьской Революции) в основании 5—10-метровой террасы был обнаружен слой погребенного свежего гипнового торфа мощностью около 1 м, перекрытого суглинками.

В отложениях террасы обнаружена фауна: *Astarte borealis* var. *placenta* Mörch., *A. compressa* L., *A. montagui* (Dillw.), *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* f. *pholadis* L., *S. arctica* f. *arctica* L., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Margarita cinerea* (Couth.), *M. groenlandica* (Chemn.), *Buccinum angulosum* Gray.

Полное отсутствие теплолюбивых форм в отложениях 15—20-метровой и 5—10-метровой террас, а также близость их к современной фауне позволяют считать возраст этих террас послеледниковым.

Современные (голоценовые) морские осадки представлены отложением пляжей, кос и пересыпей и сложены галечниками с примесью песчаного и песчано-глинистого материала. Фауна моллюсков, в изобилии встречающаяся на пляжах, по своему видовому составу аналогична формам из послеледниковых террас.

Морские нерасчлененные четвертичные отложения. Прибрежно-морская равнина на юго-западе и севере о. Большевик, а также в северной части о. Комсомолец снижается к берегу моря постепенно. Поэтому здесь невозможно выделить уровни отдельных террас. Это обстоятельство, а также отсутствие руководящей фауны не дало возможности расчленить рыхлые отложения в этих районах.

Ледниковые нерасчлененные четвертичные отложения. В северо-восточной части о. Комсомолец на поверхности нерасчлененных морских отложений располагаются холмы, сложенные моренным материалом. Последний представлен серыми средне- и крупнозернистыми песками, а также полуокатанными обломками и галькой песчаников, метаморфических сланцев и различных магматических пород. Относительная высота этих конических с усеченной вершиной холмов достигает 15—18 м. Обычно группы холмов образуют гряды, вытянутые в меридиональном направлении. В краевых частях ледников и ледниковых языков наблюдаются хаотические нагромождения моренного материала (рис. 58), а также боковые (рис. 59) и конечные моренные гряды.

Аллювиальные нерасчлененные четвертичные отложения. К этой группе относятся отложения речных террас, пойм и русел, представленные полуокатанным щебнем, крупным галечником, гравием и песком. В наиболее хорошо разработанных речных долинах устанавливаются три террасы.

Пойменная терраса обычно сложена крупным галечником, с размером галек до 15 см в поперечнике.

Первая надпойменная терраса выделяется отчетливо и является скульптурной. Высота ее колеблется от 8 до 12 м. Она сложена мелким (3—6 см) галечником и грубозернистым песком. Местами, как например в долине р. Северной Ледниковой, надпойменная терраса на всю высоту уступа (8—10 м) сложена галечником с линзовидными прослоями буро-красных мелко- и среднезернистых песков. В последних отчетливо заметна косая слоистость.

Вторая надпойменная терраса также является скульптурной. Высота ее достигает 25—30 м. Терраса перекрыта галечником, мощность которого измеряется от 1,5 до 3—4 м.



Рис. 58. Современные моренные образования у края ледника о. Большевик. Фото Б. Х. Егиазарова

Эти террасы, наиболее отчетливо выделяющиеся в низовьях рек, следует рассматривать как послеледниковые. В среднем течении некоторых наиболее крупных рек, таких, как реки Ушакова и Озерная,

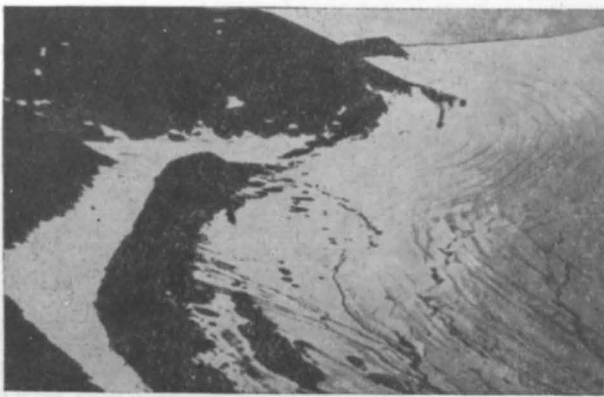


Рис. 59. Боковая морена на ледниковом языке. Восточное побережье о. Большевик. Фото Б. Х. Егиазарова

наблюдаются и более высокие террасы. Поверхность последних в низовьях рек иногда сливается с поверхностью морских террас каргинского, казанцевского и санчуговского времени.

Делювиальные и элювиальные отложения. Делювиальные отложения имеют широкое распространение и приурочены к склонам возвышенностей. Широким шлейфом они покрывают склоны от бровки до подножия.

Элювиальные россыпи также распространены на значительных площадях и обычно протягиваются в виде полос, вытянутых по прости-

ранию коренных пород. Из рассмотрения аэрофотосъемочных материалов видно, что эти россыпи не только подчеркивают общее простирание пород, но и в точности повторяют очертания структурных элементов, что в значительной степени облегчает геологическое картирование отдельных участков.

Весьма распространенным видом элювия являются каменные многоугольные россыпи, покрывающие обширные равнинные пространства на всех островах архипелага. На пологих склонах ложбин и некоторых террас развиты струйчатые грунты, медленно текущие вниз по склону. Полосы их шириной от 0,5 до 15—20 м сложены мелкоземом и обломочным материалом, причем величина обломков варьирует в весьма широких пределах.

Глетчерные льды. Льды покрывают около 45—50% всей площади архипелага и достигают значительной мощности.

По наблюдениям Н. Г. Загорской на о. Октябрьской Революции и Б. Х. Егiazарова на о. Комсомолец в естественных ледниковых обрывах и мелких (до 1,5—2 м) шурфах строение верхних слоев глетчерного льда таково. От поверхности ледников до глубины 2 м отмечается многократное переслаивание фирна и серого или реже голубоватого льда. Мощность отдельных прослоев фирна и льда непостоянная и колеблется от 2—2,5 до 18—20 см. Поверхностные слои льда содержат большое количество пузырьков воздуха и загрязнены глинистым и песчаным материалом. Глубже 2 м залегает плотный глетчерный лед.

В осеннее время, в конце сентября, при пересечении центральных частей ледников Карпинского и Вавилова было установлено, что поверхность ледника покрыта слоем фирна, мощность которого изменялась от 12—15 до 25—30 см. Такое различие в толщине фирнового слоя объясняется местными неровностями поверхности ледника. Основные массы снега и фирна скапливаются в понижениях рельефа и в ложбинах на склонах ледников. Нередко эти ложбины являются началом активизации ледников, краевые части которых непосредственно обрываются к морю. В этих случаях понижения заполнены движущимся льдом, разбитым густой сетью трещин на крупные блоки объемом в десятки и сотни кубических метров.

Глетчерный лед обладает слоистой текстурой и состоит из чередующихся пластов белого и голубого льда. Мощность пластов колеблется от 0,5—1,2 до 1,5—2 м. Слоистая текстура льда подчеркивается тонкими прослоями или примазками мелкозема. В случае ненарушенного залегания отмечается пологий наклон пластов льда от периферии к центру ледника. Углы наклона обычно колеблются от 3—5 до 10—12°. На участках активизации ледников наблюдаются флексуры, сложные складки и разрывы различной амплитуды.

В связи с тем, что голубой и белый льды отличаются друг от друга плотностью, поверхность склонов становится ступенчатой, а на участках с крутизной до 18—20° — гребнеобразной.

Ледниковые щиты и купола имеют неправильно-овальную или караваеобразную форму. Склоны их обычно пологие (до 20—25°), и только на участках, обращенных к морю, наблюдаются ледяные обрывы высотой до 35—55 м. В этих местах лед пересечен многочисленными трещинами, из которых одни располагаются параллельно краю ледника, другие под косым углом к нему, а третьи — перпендикулярно. Последние нередко прослеживаются в глубь ледниковых щитов на 8—10 км. Глубина трещин различна и иногда достигает 100—120 м.

О мощности глетчерного льда можно судить лишь по некоторым косвенным данным. Исходя из общего характера рельефа, имеющего

в основном плавные и спокойные очертания, относительного превышения ледников, а также наблюдаемой глубины трещин, можно предполагать, что мощность льда крупных ледников в среднем составляет 200—250 м. Что же касается мелких остаточных ледников, то мощность их, очевидно, не превышает 40—50 м.

По окраинам ледников и на склонах речных долин развиты мелкие навейные леднички и скопления фирна. Образование их связано с уплотнением многолетних масс снежников. Лед невейных ледников обладает зачастую горизонтальной слоистостью, порист и загрязнен большим количеством минеральных частиц. В фирновой массе встречаются тонкие прослои льда. Мощность этих образований колеблется от 2—5 до 15—20 м.

Характер оледенения Северной Земли по своей морфологии и особенностям питания, выражающимся в нарастании инфильтрационного и сублимационного льда в центральных частях ледников за счет фирнового покрова, сходен с оледенением Земли Франца-Иосифа. Однако наличие мелких отмирающих ледников, расположенных по периферии крупных щитов и куполов, является указанием на постепенную деградацию ледников Северной Земли.

МАГМАТИЗМ

Магматические породы распространены в основном в центральной части о. Большевик и по восточному побережью о. Октябрьской Революции. По соотношениям с вмещающими породами, различию в составе и петрохимическим особенностям магматические породы Северной Земли отнесены к трем циклам: нижнепротерозойскому, каледонскому и герцинскому (?).

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Нижнепротерозойский магматический цикл представлен дайками и пластовыми интрузиями метаморфизованных диабазов, штокообразными массивами гранит- и гранодиорит-порфиоров, а также покровами эффузивных пород кислого и основного состава. Критериями для выделения этого цикла послужили: нахождение галек метаморфизованных эффузивных пород и гранит- и гранодиорит-порфиоров в составе полимиктовых конгломератов верхнего протерозоя, приуроченность всех этих пород к нижнепротерозойскому метаморфическому комплексу, а также петрохимическое сходство кислых эффузивов и метаморфизованных диабазов с такими же породами, развитыми на Северном Таймыре, относимыми там к нижнему протерозою.

Магматические породы нижнепротерозойского цикла могут быть разделены на формацию основных и кислых пород.

Формация основных пород

Гипабиссальные интрузии основных пород, представленные метаморфизованными диабазами, встречены в нескольких пунктах на восточном побережье о. Октябрьской Революции, а также в бассейне р. Южной Ледниковой. Они залегают среди пород нижнего протерозоя в виде пластовых тел и даек, мощностью от 8—10 до 25—30 м. Различной ширины (10—40 м) полосы элювия и разрозненные коренные выходы диабазов, вытянутые согласно с простиранием вмещающих пород, прослеживаются на расстоянии от 30—50 до 150—200 м. В вер-

хвоях р. Южной Ледниковой полоса элювиальных россыпей метаморфизованных диабазов имеет ширину более 300 м и протягивается в северо-восточном направлении почти на 5,5 км. Дайки диабазов обычно секут нижнепротерозойский комплекс пород.

Метаморфизованные диабазы представляют собой плотные, массивные, серовато-зеленые и темно-зеленые мелко- и среднезернистые породы. Некоторые разновидности диабазов в верховьях р. Южной Ледниковой имеют миндалекаменную текстуру.

Структура метаморфизованных диабазов призматически-зернистая или реликтовая офитовая с пойкилоофитовыми участками. Породы на 35—50% состоят из плагиоклаза, 15—40% составляет пироксен, 10—25% амфибол, 2—5% хлорит, 1—2% эпидот и цоизит, 1—2% серицит, 0—3% биотит. В небольшом количестве встречаются актинолит, кальцит и спорадически кварц. Акцессорными минералами являются лейкоксен и рудный минерал. Количество последнего в отдельных случаях достигает 2—3%.

Вторичные изменения плагиоклаза весьма значительны и сводятся не только к серицитизации и сосюритизации, но и к интенсивной эпидотизации, хлоритизации и кальцитизации. Местами плагиоклаз сохранился лишь в виде реликтов среди хлорито-серицито-эпидотовой массы. Таблицы плагиоклаза трещиноваты, слегка изогнуты и обладают волнистым угасанием. Пироксен подвергается интенсивной амфиболизации, биотитизации и хлоритизации. Местами пироксен почти полностью замещен темно-зеленой роговой обманкой или агрегатом из роговой обманки и коричневатого биотита. Часто вместе с ними ассоциируют листочки хлорита, шестоватые индивиды актинолита и мелкие зерна рудного минерала. Кое-где по трещинкам вместе с хлоритом развиваются эпидот и цоизит. Амфибол замещается хлоритом и биотитом. По трещинкам спайности наблюдается образование эпидота, цоизита и неопределимого под микроскопом буроватого вещества. В амфиболе часто наблюдаются включения рудного минерала.

В верховьях р. Южной Ледниковой, кроме диабазов, встречаются также *метаморфизованные кварцевые диабазы*, обладающие некоторыми отличительными особенностями. Отличие это состоит в том, что таблицы плагиоклаза, имеющие обычно зональное строение, окружены каймой сильно пелитизированного калиевого полевого шпата, образующего вместе с кварцем микрогранофировые и микропегматитовые сростания. Фемическая часть в кварцевых диабазах состоит главным образом из амфибола и незначительного количества вторичного биотита.

Метаморфизованные диабазы и кварцевые диабазы местами переходят в миндалекаменные разновидности, а иногда и в хорошо раскристаллизованные, но также метаморфизованные кварцевые габбро-диориты.

Миндалекаменные диабазы имеют незначительное распространение и встречены только в верховьях р. Южной Ледниковой в элювии. Они представляют собой темные, почти черные плотные породы, в которых отчетливо видны миндалины размером от 0,5 до 1,5 см. Последние состоят из хлорита, кальцита и кварца. Структура сплитовая интерсертальная, текстура миндалекаменная. Породы состоят из беспорядочно расположенных лейсточек и мелких (1—1,2 мм) призмочек альбита, пронизанных рудной пылью. Промежутки между лейсточками заполнены мелкими зернами синевато-зеленой роговой обманки, цоизитом, хлоритом и рудными минералами. На этом мелкозернистом фоне отчетливо выделяются миндалины различного состава и строения. Некоторые из них сложены хлоритом, пиритом и кварцем. Здесь же в незначительном количестве присутствуют биотит и роговая обманка. Миндалины с краев отторочены сегрегациями рудного минерала, затем

следует кайма из мелких зерен кварца, а далее — пластинки и листочки биотита и хлорита. Внутренняя же часть миндалин заполнена крупными зернами кварца. Границы между каймами неровные, извилистые. Иногда хлорито-биотитовая кайма заходит во внутреннюю часть миндалин и в некоторых случаях полностью ее выполняет. Встречаются миндалины, состоящие из актинолита, пренита и сине-зеленой роговой обманки, причем какой-либо закономерности в расположении этих минералов не наблюдается.

Метаморфизованные кварцевые габбро-диориты встречаются в верховьях р. Южной Ледниковой. Это темно-зеленые, крупнозернистые породы с габбро-офитовой структурой. Состоят они на 50% из плагиоклаза (лабрадор № 55), 25% составляет обыкновенная роговая обманка, 10% — кварц, 6—7% — эпидот и цоизит, 4—5% — калиевый полевой шпат. Состав породы дополняют серицит, хлорит и рудный минерал. По характеру метаморфизма породы ничем существенным не отличаются от описанных выше.

Диабазы Северной Земли отличаются от типичных представителей этой группы несколько пониженным содержанием щелочей и большим количеством металлических атомов, входящих в состав феррических минералов. Это подтверждается содержанием пироксена и амфибола, составляющих в сумме около 60% от объема породы, а также наличием рудного минерала, количество которого местами достигает 2%. Метаморфизованные кварцевые диабазы содержат несколько больше щелочей и меньше окиси кальция, что объясняется присутствием в породе более кислого плагиоклаза (андезин № 42), а также наличием небольшого (1—2%) количества калиевого полевого шпата, биотита и серицита.

Некоторое сходство по химическому составу диабазы Северной Земли имеют с метаморфизованными основными породами, входящими в метаморфический комплекс нижнего протерозоя Северной Таймыра.

Формация кислых пород

В эту формацию входят покровы и пластовые тела метаморфизованных эффузивов преимущественно кислого состава, а также штокообразные массивы грани- и гранодиорит-порфиры.

К верхам партизанской свиты в юго-восточной части о. Октябрьской Революции приурочены метаморфизованные фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, порфириты, их туфы и туфобрекчии. Коренные выходы этих пород обнаружены в районе бухты Снежной и мыса Сведлова, в верховьях р. Южной Ледниковой и на берегу фиорда Марата.

Метаморфизованные фельзиты и фельзит-порфиры представляют собой рассланцованные породы серого, желтоватого и лилово-красного цвета. Иногда они имеют плотное сложение и внешне напоминают кварцевидные породы. Структура их фельзитовая, микрогранитовая и порфирировая. Различие фельзитов и фельзит-порфиры состоит только в том, что последние содержат порфирировые вкрапленники кварца, полевых шпатов, общее количество которых не превышает 10—12%.

Основная масса породы состоит из мелких, иногда несколько удлиненных зерен кварца, пелитизированного калиевого полевого шпата и плагиоклаза, размеры которых варьируют от 0,05 до 0,1 мм.

По всей массе породы в промежутках между зернами и по мельчайшим трещинкам располагаются чешуйки серицита и хлорита, составляющие незначительную часть от объема породы. Иногда наблю-

дается полосчатое распределение зерен кварца и полевых шпатов, имеющих в этом случае несколько большие, чем обычно, размеры. Эта полосчатость подчеркивается соответствующим параллельным расположением мелких рудных зернышек. Параллельные полосчатости трещинки заполнены зернами кварца, имеющего волнистое угасание, мелкими лейсточками альбита и пластинками хлорита. В некоторых случаях фельзиты равномерно насыщены зернышками рудного минерала.

В фельзит-порфирах на общем мелкозернистом фоне основной массы, имеющей фельзитовую или микрогранитовую структуру, отчетливо выделяются сравнительно идиоморфные, но оплавленные и корродированные вкрапленники кварца. Величина их измеряется 0,1—0,5 мм. Вкрапленники трещиноваты, причем трещинки заполнены или мелкозернистой кварцево-серицитовой массой, или кальцитом. Корродированные вкрапленники плагиоклаза частично пелитизированы и серицитизированы. Иногда они почти полностью замещены агрегатом из кальцита и серицита. Несколько реже во вкрапленниках встречается калиевый полевой шпат, всегда сильно пелитизированный. Местами в фельзитах и фельзит-порфирах наблюдаются гломеробластические скопления зерен кварца, создающие подобие очковой структуры. Встречаются также участки, в сложении которых значительное участие принимают кальцит и сидерит, содержащие включения зерен кварца и мелкозернистой кварцево-серицитовой массы. Многочисленные трещинки заполнены кварцем, серицитом, хлоритом, кальцитом, сидеритом, рудным минералом и лейкоксеном. Метаморфизованные фельзиты и фельзит-порфиры значительно катаклазированы. Это заметно по трещиноватости и волнистому угасанию кварца, полевых шпатов и кальцита.

Метаморфизованные кварцевые порфиры и их туфы, залегающие, по всей вероятности, в виде небольших покровов, приурочены к верхним частям партизанской свиты нижнего протерозоя. Выходы их обнаружены в верховьях р. Южной Ледниковой, вблизи контакта с отложениями фиордовой свиты верхнего протерозоя. Они представляют собой рассланцованные породы серого, желтовато-серого, розового и вишневого цвета. Макроскопически отчетливо заметны вкрапленники кварца и полевого шпата, размер которых достигают 1,5—2,5 мм.

Структура кварцевых порфиров — порфировая с фельзитовой основной массой. Количество вкрапленников непостоянно и колеблется от 5—10 до 20—25%. Основная ткань породы представляет собой агрегат из мелких аллотриоморфных зерен кварца размером 0,05—0,1 мм, пелитизированного калиевого полевого шпата, серицитизированного плагиоклаза, чешуек хлорита и серицита. Во вкрапленниках встречаются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и обесцвеченный биотит. Сравнительно идиоморфные вкрапленники кварца с оплавленными краями достигают 1,5—2,5 мм в поперечнике. Коррозионные каймы содержат включения минералов основной массы и зернышки рудного минерала. Кварц трещиноват и имеет отчетливое волнистое угасание. Плагиоклаз образует крупные таблитчатые, реже ксеноморфные индивидуальности размером до 1,5 × 2 мм. В одних случаях кристаллы плагиоклаза полностью серицитизированы, в других наблюдаются лишь реликты его среди серицитовой массы. Иногда в плагиоклазе встречаются точечные включения циркона. Вкрапленники пелитизированного калиевого полевого шпата в количественном отношении уступают кварцу и плагиоклазу. Они представлены зернами величиной 0,5—1,2 мм с неровными оплавленными краями. Мелкие листочки биотита залечены мусковитом. В последнем содержатся включения рудных зернышек и эпидотоподобного минерала. Листочки мусковита изогнуты и волнисто угасают; кое-где они разорваны и части их смещены относительно друг друга.

По химическому составу метаморфизованные фельзиты и фельзит-порфиры описываемого района близки аналогичным породам, развитым в докембрии Северного Таймыра. Они также близки типичным фельзит-порфирам других районов СССР. Некоторая разница состоит в том, что североземельские и северотаймырские фельзиты и фельзит-порфиры отличаются от типичных фельзит-порфиров других районов несколько пониженным содержанием щелочей и большим количеством окислов железа, что следует, по всей вероятности, связывать с метаморфизмом, который претерпели протерозойские фельзиты и фельзит-порфиры Северной Земли и Северного Таймыра.

Порфириты, их туфы и туфобрекчии встречаются в районе мыса Свердлова, на восточном берегу одноименного острова и в бассейне р. Южной Ледниковой. На восточном берегу р. Свердлова они лежат стратиграфически выше фельзит-порфиров, будучи разделенными пачкой черных филлитизированных листоватых сланцев.

Порфириты и их туфы представляют собой тонкоплитчатые серые или лилово-серые породы. Структура порфиритов порфировая с полустекловатой основной массой. Количество вкрапленников достигает 30—35%. Более или менее идиоморфные вкрапленники плагиоклаза принадлежат андезину № 28—30. Вторичные изменения плагиоклаза сводятся к пелитизации, серицитизации и карбонатизации. Отдельные таблочки плагиоклаза замещены кальцитом или агрегатом из кальцита и хлорита. Присутствующий во вкрапленниках в виде единичных листочков биотит частично замещен хлоритом. Полуаскрсталлизованный базис состоит из буроватого стекла, едва различимых микролитов плагиоклаза и чешуек хлорита. Вся порода как бы пронизана мелкой рудной пылью.

В туфах порфиритов кластический материал состоит из осколков вкрапленников плагиоклаза, обломков порфиритов, ксеноморфных зерен кварца и рудного минерала. Промежутки между ними заполнены хлоритом и буроватым неопределимым под микроскопом веществом.

Туфобрекчии представляют собой грубосланцеватые, брекчиевидные породы зеленовато-серого цвета. В составе туфобрекчий доминирующая роль принадлежит обломкам плагиоклазовых порфиритов. В подчиненном количестве встречаются обломки микрофельзитов, фельзит-порфиритов и буроватого стекла. Цементирующая масса (около 15—20% от состава породы) представлена мелкими обломками тех же пород, хлоритом, кварцем и рудным минералом.

Метаморфизованные гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры прорывают отложения нижнего протерозоя на юго-востоке о. Октябрьской Революции. Они слагают острова Оленьи и штокообразные массивы, расположенные в районе мыса Начального и в верховьях р. Южной Ледниковой. Выходы гранит-порфиров обнаружены также на о. Большевик, на западном берегу залива Ахматова. Массивы гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров залегают в ядрах антиклинальных структур, простирающихся в северо-северо-восточном направлении. Форма массивов неправильная или овальная. Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры в районе мыса Начального и на островах Оленьих занимают площадь 28—30 км², а в верховьях р. Южной Ледниковой около 25 км². Обе разновидности гранитоидов связаны между собой постепенными взаимопереходами и распространены примерно одинаково. Однако гранит-порфиры чаще встречаются в районе мыса Начального и на островах Оленьих, в то время как гранодиорит-порфиры в основном слагают массив в верховьях р. Южной Ледниковой.

Гранит-порфиры представляют собой серые, местами желтовато- и розовато-серые, мелко- и среднезернистые породы с отчетливо замет-

ными вкрапленниками полевых шпатов и кварца. Гранодиорит-порфиры отличаются более крупнозернистым сложением, темно-серым цветом и большим содержанием вкрапленников полевых шпатов. Структура этих пород порфирированная с микрогранитовой основной массой. Вкрапленники кварца, полевых шпатов и реже темноцветных минералов от 10 до 25—30% от всего объема породы.

Возраст этих интрузий как нижнепротерозойский определен на основании нахождения галек метаморфизованных гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров в полимиктовых конгломератах, залегающих в основании верхнепротерозойского комплекса отложений.

КАЛЕДОНСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

К каледонскому циклу относятся кислые эффузивные и интрузивные породы, развитые на о. Большевик и о. Октябрьской Революции. Первые представлены пластовыми телами кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, а вторые — различными гранитоидами от типичных гранитов до кварцевых диоритов и граносиенитов. С гранитоидами связаны маломощные жилы гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов, лампрофиров и аплитов. Этими же гранитоидами обусловлено появление пегматитовых, турмалиново-кварцевых и кварцевых жил.

Эффузивные породы

Кварцевые порфиры в виде пластовых тел залегают среди кембрийских и ордовикских отложений. Выходы их установлены на о. Октябрьской Революции, на южном берегу оз. Фиордового, в районе среднего течения р. Кружилихи и по р. Ушакова. Элювиальные россыпи кварцевых порфиров, вытянутые по простиранию согласно сдвигающимися породами, прослеживаются до 2,5—3,5 км. Ширина полос элювия измеряется от нескольких до 50—70 м.

На берегу одного из правых притоков р. Ушакова среди доломитов комсомольской свиты (ордовик) залегают желтовато-серые, сильно выветрелые кварцевые порфиры. Местами они изменены до глиноподобного состояния, с обломками этих же пород.

В свежем сколе эти кварцевые порфиры имеют зелено-серую или розоватую окраску. На мелкозернистом фоне основной массы породы отчетливо видны вкрапленники кварца и полевого шпата размерами до 0,8—1,2 см. Видимая мощность измененных кварцевых порфиров около 25—30 м.

Кварцевые порфиры района оз. Фиордового и р. Кружилихи представляют собой зеленовато- и розовато-серые породы с порфирированной структурой. Количество вкрапленников кварца и калиевого полевого шпата составляет 20% от всей массы породы. Размеры вкрапленников до 1,2 мм. Основная масса породы сложена калиевым полевым шпатом, небольшим количеством кварца, серицита и кальцита. Окварцованные и карбонатизированные *фельзит-порфиры* встречены только в районе р. Ушакова. Структура их порфирированная с микрофельзитовой основной массой. По-видимому, эти кварцевые порфиры образовались в результате подводных излияний кислой лавы.

Интрузивные породы

Каледонские гранитоидные породы на о. Большевик слагают массивы бухты Солнечной, горы Левинсон-Лессинга и мыса Острога. Они обнажаются также и на восточном побережье о. Октябрьской Революции.

люции. Эти гранитоидные интрузии прорывают и метаморфизуют как нижнепротерозойские породы (на о. Большевик), так и базальные полимиктовые конгломераты, приуроченные к границе нижнего и верхнего протерозоя (на о. Октябрьской Революции).

Массив гранитоидов бухты Солнечной расположен на южном берегу о. Большевик и занимает площадь около 200 км². Он имеет неправильные очертания и своей длинной осью вытянут в северо-северо-восточном направлении, согласно с общим простиранием складчатости. Главной особенностью интрузива являются его крутые контакты с вмещающими метаморфическими породами. Преобладают серые средние и крупнозернистые, местами порфириовидные *биотито-амфиболовые гранодиориты*. Обычно для них характерна массивная текстура, и только в краевых частях, вследствие ориентированного расположения цветных минералов параллельно линии контакта, породы имеют гнейсовидную текстуру. Наряду с гранодиоритами встречаются разновидности, близкие по своему составу к *кварцевым диоритам и кварцевым монцонитам*. Между ними наблюдаются постепенные взаимопереходы. Структура пород призматически-зернистая, гипидиоморфная, иногда порфириовидная с гранитовой основной массой.

В гнейсовидных разновидностях гранодиоритов идиоморфные кристаллы плагиоклаза ориентированы примерно в одном направлении, соответствующем простиранию линии контакта с вмещающими породами. Кристаллы биотита и роговой обманки, зажатые между крупными, ранее выделившимися кристаллами плагиоклаза, во время кристаллизации испытали с их стороны давление: пластинки биотита несколько изогнуты, а роговая обманка частично раздроблена.

В эндоконтакте гранодиориты содержат ксенолиты сильно перекристаллизованных метаморфических сланцев. Иногда количество мелких обломков настолько велико, что порода приобретает брекчиевидную текстуру. Нередко в гранодиоритах встречаются шлировые выделения, часть которых представляет собой скопления магнезиально-железистых минералов, образовавшихся в процессе кристаллизации магматического расплава, а часть за счет переплавления ксенолитов.

Массив горы Левинсон-Лессинга расположен на восточном побережье залива Ахматова. Площадь массива около 70 км². Он несколько вытянут почти в меридиональном направлении. Для этого массива также характерны крутые контакты с вмещающими породами. Углы наклона достигают 75—80°. Массив сложен серыми средними и крупнозернистыми, в большинстве своем *порфириовидными биотито-амфиболовыми и биотито-пироксено-амфиболовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами*. Структура их призматически-зернистая и порфириовидная с гипидиоморфнозернистой основной массой. Катаклаз выражен легкой трещиноватостью кварца и слабым волнистым угасанием его. Для гранитоидов массива горы Левинсон-Лессинга и бухты Солнечной характерно неравномерное, кучное распределение фемических минералов. Гранодиориты мыса Острого по своему составу и структуре почти ничем не отличаются от пород массива горы Левинсон-Лессинга. В целом же гранитоиды о. Большевик представляют собой естественный ряд от гранодиоритов до кварцевых диоритов с некоторыми отклонениями к кварцевым монцонитам и диоритовым порфиритам. Вторичные изменения сводятся к пелитизации, незначительной серицитизации и эпидотизации биотита и амфибола. Для гранитоидов характерна слабая степень катаклаза, выражающаяся в волнистом угасании кварца и биотита, а иногда в изогнутости таблиц плагиоклаза. Соотношения между минералами показывают, что это следует связывать в первую очередь с явлениями протоклаза.

По минералогическому и химическому составу, степени вторичных изменений и соотношениям с вмещающими метаморфическими породами протерозоя гранитоиды о. Большевик сходны с каледонскими гранитоидами гранодиоритовой ветви, развитыми на севере полуострова Таймыр.

На о. Октябрьской Революции гранитоидами сложены мыс Масивный, мыс Оловянный, Туманные горы, а также отдельные нунатаки по восточному краю ледников Университетского и Карпинского. Общая площадь, занимаемая гранитоидами, незначительна и составляет 75—80 км². Наибольшее распространение имеют серые и розовато-серые крупнозернистые *порфиоровидные биотитовые граниты и адамеллиты*. Наряду с ними встречаются разности, переходные к граносиенитам и реже к гранодиоритам. Однако какой-либо закономерности в их распределении не наблюдается, и усмотреть ее трудно из-за разрозненности выходов, отстоящих друг от друга на десятки километров. Только на мысе Оловянном удастся заметить, что вблизи эндоконтакта граниты приобретают более мелкозернистую структуру, содержат большое количество цветных минералов и по составу приближаются к гранодиориту. Характерной особенностью гранитоидов восточного побережья о. Октябрьской Революции является наличие во вкрапленниках крупных фенокристаллов микроклина и плагиоклаза величиной от 2—2,5 до 5—6 см по длине и 1,5—2,5 см в поперечнике. Количество вкрапленников непостоянно и колеблется от 20—25 до 45—55%. Местами вкрапленники полевых шпатов ориентированы в одном направлении, образуют параллельные текстуры течения. В эндоконтакте гранитоиды содержат оплавленные, неправильных очертаний ксенолиты темно-серых метаморфических пород и шлировые выделения, состоящие преимущественно из биотита.

Отличительной особенностью описываемых гранитоидов является широкое развитие явлений грейзенизации. Наиболее интенсивные ее проявления отмечены на мысе Оловянном, где полоса грейзенов достигает ширины 50 м и прослеживается по простиранию на 150—200 м. К ней приурочены турмалиново-кварцевые жилы мощностью 1,5—2 м.

Порфиоровидные биотитовые граниты и адамеллиты обладают порфиоровидной и призматически-зернистой структурами. Минеральный состав их обычен. Вторичные изменения в них незначительны. Для гранитов и адамеллитов характерно неравномерное, сгустковое распределение кварца и фемических минералов. В разностях, близких к граносиенитам, заметно резкое увеличение количества микроклина и уменьшение плагиоклаза и кварца. Наибольшее развитие эти породы имеют в районе мыса Оловянного и мыса Массивного. В породах, переходных от гранитов и адамеллитов к гранодиоритам, наблюдается постепенное увеличение содержания плагиоклаза большей основности и биотита при одновременном уменьшении количества калиевого полевого шпата и кварца. Вторичные изменения гранитоидов сводятся к серицитизации и сосюритизации ядерных частей зональных кристаллов плагиоклаза, хлоритизации и мусковитизации биотита, а также локальной грейзенизации. Катаклиз выражен слабой трещиноватостью кварца и его волнистым угасанием.

Жильные породы

С каледонскими гранитоидами на островах Большевик и Октябрьской Революции связаны различные жильные выделения: гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты, лампрофиры, аплиты, пегматиты, кварцевые и турмалиново-кварцевые жилы. Они залегают как в зоне экзоконтакта, так и непосредственно в самих массивах.

Гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры встречены на о. Октябрьской Революции среди гранитов Туманных гор в виде жил мощностью до 0,75—1 м, прослеживающихся по простиранию на 10—12 м. На о. Большевик гранодиорит-порфиры приурочены к западной и северо-западной окраинам массива горы Левинсон-Лессинга. Здесь они прорывают метаморфизованные песчаники нижнего протерозоя в виде даек и межпластовых интрузий мощностью от 6—10 до 20 м и в исключительных случаях до 45—50 м.

Гранодиорит-порфиры представляют собой темно-серые среднезернистые породы с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза, кварца, биотита и реже роговой обманки. Структура породы порфировидная с мелкозернистой гранитовой основной массой. Для гранодиорит-порфиров о. Большевик характерно полное отсутствие вкрапленников калиевого полевого шпата. Здесь наблюдается сходство с гранитоидами массива бухты Солнечной и горы Левинсон-Лессинга, в которых калиевые полевые шпаты встречались только в промежутках между крупными кристаллами плагиоклаза.

Кварцевые диоритовые порфириты отличаются повышенным содержанием плагиоклаза, отвечающим по составу андезину, несколько большим количеством цветных минералов при одновременном уменьшении содержания кварца и калиевого полевого шпата. Изредка встречаются слюдяные диоритовые порфириты и породы, близкие к лампрофирам. Вторичные изменения довольно значительны и заключаются в серицитизации плагиоклаза, хлоритизации биотита, замещении роговой обманки биотитом, хлоритом и актинолитом, а также амфиболизации пироксена. Кварц и биотит обладают отчетливым волнистым угасанием.

Лампрофиры установлены на о. Большевик в верховье р. Норы, на восточном берегу залива Ахматова, а также на о. Октябрьской Революции в трех пунктах по побережью пролива Шокальского. Выходы их по р. Норе образуют полосу элювия, вытянутую в меридиональном направлении. Длина ее около 250 м, ширина 15—20 м. На берегу залива Ахматова они слагают пластовую интрузию мощностью 10—12 м. На о. Октябрьской Революции лампрофиры обнажаются в виде элювиальных полос, вытянутых согласно с простиранием пород верхнего протерозоя. По простиранию они прослеживаются на 35 м при ширине 5—10 м.

Лампрофиры представляют собой мелко- и среднезернистые полнокристаллические породы темно-серого и зеленовато-серого цвета. Структура их призматически-зернистая, гипидноморфная с порфировыми участками. По минеральному составу выделяют две разновидности пород — лампрофиры мальхитового и керсантитового ряда.

Аплиты залегают в виде жил как в самих гранитах, так и во вмещающих породах. Это мелкозернистые светло-серые лейкократовые породы с аллотриоморфнозернистой структурой. Максимальная мощность жил до 0,9—1 м.

Пегматитовые жилы встречены на восточном побережье о. Октябрьской Революции. Они секут граниты и вмещающие их породы нижнего протерозоя. Мощность жил от 4—10 см до 1—1,5 м. В районе Туманных гор зафиксирована пегматитовая жила мощностью около 20 м. Пегматитовые жилы состоят из крупных кристаллов микроклина, плагиоклаза, кварца, мусковита и турмалина. Пластинки мусковита достигают в поперечнике 1—1,5 см при толщине 0,5—1,5 см. Кристаллы турмалина длиной до 3—3,5 см располагаются обычно перпендикулярно зальбандам жил, образуя радиальнолучистые турмалиновые солнца.

Кварцевые жилы имеют широкое развитие и встречаются как в зоне контакта интрузий, так и среди метаморфических пород нижнего протерозоя. Мощность жил от нескольких миллиметров до 20—25 см и в отдельных случаях (мыс Вайгач) достигает 1,2—1,3 м. Кроме секущих жил, весьма часто встречаются согласные жилы, которые, залегая в метаморфических породах, повторяют до мельчайших подробностей все изгибы складок. Жилы однообразные, в большинстве безрудные. Они состоят в основном из молочно-белого и серого кварца и иногда небольшого количества кальцита. Изредка в жилах содержится мелкая вкрапленность пирита, халькопирита и гематита.

Турмалиново-кварцевые жилы встречены на мысе Оловянном. Здесь в полосе грейзенов шириной около 50 м располагается несколько жил мощностью до 1,5—2 м. Жилы главным образом сложены кварцем, незначительную часть составляют мелкие зерна турмалина зеленовато-коричневого цвета.

Контактово-метаморфические породы

Массивы гранитоидов окружены полосой контактово-метаморфических пород шириной от 0,5 до 1,5—2 км. Среди них выделяются две разновидности: кварцево-биотито-кордиеритовые роговики и узловатые биотито-кордиеритовые сланцы.

Кварцево-биотито-кордиеритовые роговики встречаются в непосредственном контакте с гранитоидами. Ширина полосы роговиков колеблется в пределах 800—1200 м. Это плотные, с раковистым изломом породы темно-серого цвета, грубоплитчатого или массивного сложения. Структура их торцовая, порфиروبластовая, с лепидобластическими участками.

Узловатые биотито-кордиеритовые сланцы слагают внешнюю зону экзоконтакта, ширина которой изменяется от 600 до 800 м. Сланцы представляют собой сероватые и зеленовато-серые породы с бугорчатой и узловатой текстурами. Последняя обусловлена наличием порфиروبластов кордиерита. Структура сланцев порфиروبластовая, лепидобластовая и лепидогранобластовая. С удалением от контакта количество биотита и кордиерита постепенно уменьшается до полного исчезновения их. Наблюдаются лишь частичная перекристаллизация кварца и образование участков с мозаичной структурой.

На о. Большевик, в районе мысов Мордовина и Никитина, обнаружены два отдельных изолированных участка контактово-метаморфических пород. На мысе Мордовина они занимают небольшую площадь и представлены только кварцево-биотито-кордиеритовыми роговиками. В районе мыса Никитина роговики обнажаются по морскому берегу на гораздо большем протяжении. К западу они сменяются узловатыми биотито-кордиеритовыми сланцами.

Появление изолированных пятен контактово-метаморфических пород обусловлено наличием гранитоидных интрузий, находящихся в этих местах, по всей вероятности, на небольшой глубине.

Возраст гранитоидных интрузий о. Большевик* и восточного побережья о. Октябрьской Революции определен как каледонский на основании следующих данных. Эти интрузии прорывают и метаморфизуют не только породы нижнего, но и базальные полимиктовые конгломераты верхнего протерозоя. Одним из доказательств того, что они не протерозойские, является отсутствие галек этих пород в полимиктовых конгломератах верхнего протерозоя, а также их резкое отличие от докембрийских гранитоидов сопредельных районов Таймырского полу-

острова. В них нигде не встречаются ни катакластические структуры, ни интенсивные вторичные изменения минералов, что так характерно для гранитоидов, слагающих докембрийские интрузии Северного Таймыра.

Кроме того, при сравнении петрохимических особенностей гранитоидов нашего района и каледонских гранитоидов Северного Таймыра установлено, что рассматриваемые породы обладают общей характерной чертой, заключающейся в том, что в обоих районах среди гранитоидов выделяются две ветви — граносиенитовая и гранодиоритовая — с постепенными переходами между ними. Так, на Северной Земле, хотя и с меньшей отчетливостью, можно выделить породы гранодиоритового ряда, которыми сложены массивы бухты Солнечной и горы Левинсон-Лессинга на о. Большевик, в то время как на о. Октябрьской Революции более развиты гранитоиды, отклоняющиеся к граносиенитам. Наибольшее сходство гранитоиды островов Северной Земли имеют с каледонскими гранитоидами Северного Таймыра, слагающими массивы плато Лодочникова, долины Обнажений, р. Октябрьской и горы Свердруп.

Если нижняя возрастная граница гранитоидов более или менее отчетливо определяется по ороговикованию полимиктовых конгломератов верхнего протерозоя, то верхняя может быть установлена только на основании следующих косвенных данных.

На Северной Земле проявились салаирская и эрийская фазы каледонского тектогенеза, когда кембрийские, ордовикские и силурийские отложения были смяты в складки, резко отличные от протерозойских структур. По-видимому, именно в эрийскую, наиболее мощную для Северной Земли, фазу каледонской складчатости и произошло внедрение этих интрузий в уже сформировавшиеся протерозойские структуры. На о. Большевик, в районе мыса Острога, зона контактово-метаморфических пород, окаймляющая массив порфириовидных гранодиоритов, сечется дайкой диабазов, аналогичных герцинским траппам Северного Таймыра. В западной части Северной Земли, где развиты девонские отложения, никаких гранитоидов нет. Нет здесь и траппов.

Можно предположить, что герцинские движения, смявшие девонские отложения в пологие брахискладки, не сопровождалась внедрениями интрузий. Одним из косвенных факторов, который должен быть также принят во внимание, является петрохимическое сходство гранитоидов рассматриваемого района с каледонскими интрузиями Северного Таймыра, где они прорывают граптолитовые сланцы силура.

Таким образом, на основании вышесказанного возраст гранитоидов о. Большевик и восточного побережья о. Октябрьской Революции можно, по всей вероятности, считать каледонским.

ГЕРЦИНСКИЙ (?) МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

К герцинскому (?) циклу отнесены интрузии оливиновых габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, а также альбитизированных граносиенитов и сиенитов.

Оливиновые габбро-диабазы и диабазы встречены в северо-восточной части о. Октябрьской Революции на берегу фиорда Матусевича и в 12 км к северо-западу от мыса Камень, где они прорывают отложения протерозоя. Этими породами сложены мелкие острова, расположенные в районе фиорда Матусевича, а также острова Диабазовые, Мачтовый и Чистиков.

В центральной части о. Октябрьской Революции диабазы залегают среди кембрийских и ордовикских отложений в виде даек и пластовых

тел мощностью от 12—15 до 35—40 м. Выходы их обнаружены в бассейне р. Ушакова, в приустьевой части и в верховьях р. Северной Ледниковой и на северо-восточном берегу оз. Фиордового. На о. Большевик оливиновые габбро-диабазы и диабазы установлены на берегу пролива Незаметного и в районе мыса Острого. Диабазы и диабазовые порфириды встречены в виде даек и межпластовых интрузий в западной части острова — по р. Диабазовой и на северном берегу фиорда Тельмана. Мощность их весьма различная и изменяется от 0,5—2 до 10—15 м.

Оливиновые габбро-диабазы и диабазы на восточном берегу фиорда Матусевича прорывают породы протерозоя и метаморфизуют их. Они слагают массив площадью около 150—160 км² и, по-видимому, распространяются далее на юг, уходя под ледник Карпинского. Массив имеет неправильную форму и разобщен интрузией альбитизированных граносиенитов на два отдельных участка. Мелкие острова в районе фиорда Матусевича и у юго-восточной оконечности о. Комсомолец, сложенные диабазами и габбро-диабазами, имеют общую площадь не более 25—30 км².

Оливиновые габбро-диабазы представляют собой темно-зеленые, местами почти черные полнокристаллические породы. Постепенными взаимопереходами они связаны с диабазами, типичными габбро-форелленштейнами и перидотитами. Отчетливых закономерностей в распространении тех или иных разновидностей пород не наблюдалось. Однако замечено, что габброидные разновидности и перидотиты развиты в основном на островах Диабазовых, Мачтовом и Чистиков. Характерными для оливиновых габбро-диабазов структурами являются субофитовая и призматически-зернистая, а для диабазов — офитовая и габбро-офитовая. Минеральный состав этих пород обычный: плагиоклаз (№ 63—65), моноклинный пироксен (авгит), оливин. Вторичные изменения сводятся к серицитизации и сосюритизации плагиоклаза, амфиболлизации пироксена, частичной хлоритизации и биотитизации роговой обманки. Более интенсивные изменения минералов наблюдаются, как правило, вблизи контактов основных пород с альбитизированными граносиенитами. Здесь породы имеют неотчетливую реликтовую офитовую структуру с пойкилоофитовыми участками. Для них характерны полная амфиболлизация пироксена и интенсивная серицитизация и эпидотизация плагиоклаза. Спорадически, в непосредственной близости от контакта с альбитизированными граносиенитами, в диабазе встречаются единичные зерна кварца.

Наряду с габбро-диабазами встречаются в подчиненном количестве *оливиновые габбро*, представляющие собой массивные, крупнокристаллические породы зеленовато-серого цвета. Как в оливиновых габбро-диабазе, так и в габбро наблюдаются участки с пегматитовыми сростаниями пироксена и плагиоклаза. Среди этих пород встречаются шлировые выделения неправильных очертаний и различных размеров (до 1,5×0,75 м), сложенные форелленштейнами и плагиоклазовыми перидотитами.

Характерной особенностью основных пород района фиорда Матусевича является их свежесть и почти полное отсутствие следов катаклаза.

В габбро-диабазе (по р. Мрачной) встречаются ксенолиты из мелкогалечниковых конгломератов и песчаников. Породы, слагающие эти ксенолиты, находятся в различных стадиях перекристаллизации. Наблюдаются также гибридные породы промежуточного состава между габбро-диабазами и граносиенитами.

Диабазы из центральной части о. Октябрьской Революции несколько отличны от описанных выше. Это отличие состоит в том, что они имеют палеотипный облик и характеризуются значительными изменениями. Местами плагиоклаз сильно серицитизирован, кальцитизирован и иногда почти полностью эпидотизирован. В некоторых местах первичный плагиоклаз замещен альбитом. Пироксен интенсивно замещается актинолитом и обыкновенной роговой обманкой. Последняя в свою очередь замещается биотитом и хлоритом. Однако палеотипный облик диабазов еще не является показателем их древности (как это хорошо известно для траппов Сибирской платформы и хребта Бырранга), скорее всего, изменения диабазов связаны с автотектоническими процессами сравнительно маломощных интрузий, внедрившихся в карбонатные толщи ордовика и кембрия. По всей вероятности, они одновозрастны с основными породами фиорда Матусевича.

На берегу пролива Незаметного диабазы имеют неправильно-глыбовую и шаровую отдельности. В эндоконтакте в роговиках наблюдается большое количество мелких клиновидных и неправильных очертаний инъекций мелкозернистого диабаза. В районе мыса Острого оливковые диабазы, залегающие в виде дайки мощностью 7—8 м, прорывают узловатые кордиеритовые сланцы, слагающие контактовое поле каледонских гранодиоритов.

В западной части о. Большевик наибольшим распространением пользуются *диабазовые порфириды и миндалекаменные диабазы*. Здесь также встречаются шлировые выделения габбрового состава, в которых лабрадор и авгит образуют сростания пегматитового типа.

Основные породы Северной Земли сходны по химическому и минеральному составу, характеру вторичных изменений и незначительному катаклазу с траппами Северного Таймыра, прорывающими каледонские гранитоиды. Такое же сходство обнаруживается и при сопоставлении их с траппами центральной части Таймырского полуострова, где последние прорывают и метаморфизуют пермские отложения. Поэтому можно с достаточной степенью вероятности отнести основные породы Северной Земли к трапповой формации и время внедрения определить как пермь — триас.

Альбитизированные граносиениты и сиениты слагают массив, расположенный на восточном побережье фиорда Матусевича. Они прорывают породы верхнего протерозоя, а также габбро-диабазы и оказывают на них метаморфизирующее воздействие. Массив этих кислых и субщелочных пород имеет весьма неправильные очертания. Отдельные части его в виде апофизов редко выходят за пределы габбро-диабазовой интрузии.

Альбитизированные граносиениты и сиениты представляют собой мелко- и среднезернистые, часто порфиридные лейкократовые породы розовато-серого и красноватого цвета. Структура их порфиридная гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая. В порфиридных разновидностях вкрапленники представлены сравнительно изометрическими табличками микроклин-пертита или нерешетчатого калиевого полевого шпата, всегда в той или иной степени альбитизированного. Реже встречаются вкрапленники олигоклаза. Вторичные изменения состоят в серицитизации и сосюритизации плагиоклаза, замещении роговой обманки биотитом и эпидотом, а также в хлоритизации биотита. Следует отметить, что для альбитизированных граносиенитов и сиенитов типоморфным аксессуарным минералом является сфен, количество которого в некоторых случаях достигает 2—3%. Между граносиенитами и сиенитами нет резких границ. Наоборот, они связаны друг с другом постепенными переходами. Для сиенитов также характерно широ-

кое проявление альбитизации, вплоть до полного замещения микроклина или нерешетчатого калиевого полевого шпата альбитом. Вторичные изменения плагиоклаза и цветных минералов такие же, как и в альбитизированных граносиенитах.

Апофизы массива сложены *граносиенит-порфирами* розовато-серого и красноватого цвета. Структура их порфировая с микрокристаллической основной массой. Во вкрапленниках встречаются микроклин и плагиоклаз. Граносиенит-порфиры местами значительно катаклазированы. Минералы, слагающие породу, трещиноваты. Они местами раздроблены, разбиты на отдельные части, смещенные относительно друг друга. Трещины залечены кальцитом.

Альбитизированные граносиениты и сиениты прорывают габбро-диабазы района фиорда Матусевича, возраст которых определен как герцинский лишь на основании косвенных данных. Других фактов для суждения о времени внедрения альбитизированных граносиенитов нет. Поэтому возраст их может быть предположительно определен как пермо-триасовый. Возможно, однако, что альбитизированные граносиениты и не являются самостоятельной интрузией. Выше отмечалось, что как среди габбро-диабазов, так и среди граносиенитов встречаются ксенолиты измененных конгломератов и песчаников. Кроме того, наблюдаются гибридные породы промежуточного состава между габбро-диабазами и граносиенитами. Следует также подчеркнуть одну характерную особенность — исключительную приуроченность альбитизированных граносиенитов и сиенитов к крупной интрузии габбро-диабазов, за пределы которой апофизы граносиенитов и граносиенит-порфиров почти не выходят. Все это, вместе взятое, позволяет предполагать, что альбитизированные граносиениты и сиениты представляют собой реоморфические внедрения по трещинам в краевых (ранее застывших) частях габбро-диабазового массива за счет переплавления и частичной ассимиляции конгломератов и других терригенных пород габбро-диабазам с образованием гибридов.

ТЕКТОНИКА

В тектоническом отношении Северная Земля представляет собой сложное складчатое сооружение, формирование которого связано с проявлениями протерозойского, каледонского и герцинского циклов тектогенеза и отчасти мезо-кайнозойских тектонических движений.

На геологической карте Северной Земли заметно отчетливое и закономерное расположение разновозрастных зон, различных по своей форме и степени дислоцированности структур, причем устанавливается общая закономерность — постепенное уменьшение интенсивности складчатости с востока на запад, переход от типичных линейных структур геосинклинального типа к складкам промежуточного характера. Закономерность эта объясняется, по-видимому, последовательной миграцией геосинклинали и связанных с нею тектонических движений, происходивших с востока на запад.

Докембрийская складчатая зона на Северной Земле занимает восточную часть архипелага и охватывает весь о. Большевик, восточную часть о. Октябрьской Революции и юго-восточную оконечность о. Комсомолец. Продолжение ее в северном и северо-северо-западном направлениях скрыто от наблюдения, так как находится под ледником Академии Наук. По всей вероятности, докембрийская зона протягивается далее по дну Ледовитого океана к Канадскому щиту.

В южном и юго-западном направлениях докембрийская зона проходит через весь полуостров Челюскина и прослеживается по побе-

режью Карского моря до Пясинского залива. В плане она образует огромную дугу, обращенную своей выпуклой стороной к юго-востоку. Ширина зоны в современном эрозионном срезе довольно значительна и составляет около 120—130 км.

К западу от докембрийской зоны на о. Октябрьской Революции и на о. Комсомолец выделяется зона каледонид, где развиты линейные складки геосинклинального типа, в основном унаследовавшие простирание докембрийских структур. Ширина этой зоны значительно меньше докембрийской и не превышает 40—50 км.

В западной и северо-западной частях архипелага, т. е. в районах распространения девонских и отчасти силурийских отложений, занимающих площадь около 6000 км², развиты пологие складки промежуточного типа. Формирование их связано частично с позднекаледонскими и в основном последевонскими (герцинскими) тектоническими движениями, происходившими в условиях краевого прогиба Карской платформы.

Тектонические движения мезо-кайнозойского времени на Северной Земле имели локальный характер и проявились на юге о. Большевик, в западной части о. Октябрьской Революции и на севере о. Комсомолец, где мезозойские и палеогеновые отложения смяты в пологие складки. Возникновение этих структур, очевидно, связано с разломами в докембрийском фундаменте и глыбовыми перемещениями отдельных блоков. Следует также отметить проявления четвертичных колебательных и разрывных нарушений, определивших современные морфологию и очертания архипелага Северной Земли.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Протерозойский комплекс пород на Северной Земле смят в серию крутых линейных складок, характеризующихся выдержанным простиранием и значительной протяженностью на многие десятки километров. В южной и восточной частях о. Большевик протерозойские складки имеют северо-северо-восточное (15—20°) простирание, которое далее к северу меняется сначала на меридиональное, а затем, к северу от фиорда Спартак и залива Ахматова, становится северо-северо-западным. Такое же изменение в простирании структур наблюдается и на восточном побережье о. Октябрьской Революции. В районе мыса Свердлова протерозойские складки простираются на северо-северо-восток (15—20°). Далее они приобретают почти меридиональное, а на мысе Ворошилова и юго-восточной оконечности о. Комсомолец — северо-северо-западное (340—350°) простирание.

Характерной особенностью протерозойских складок является крутизна их крыльев, колеблющаяся обычно в пределах 65—80°. По мере движения с востока на запад, что особенно отчетливо заметно на побережье о. Октябрьской Революции, степень дислоцированности постепенно уменьшается, но и здесь крутизна крыльев никогда не бывает менее 60°. Правда, в этой краевой части верхнепротерозойской зоны в отличие от о. Большевик нигде не наблюдались изоклинальные складки или плейчатость.

На юге о. Большевик в районе бухты Солнечной и к северу от нее расположена так называемая центральная антиклинальная складка, простирающаяся в северо-северо-восточном направлении. Крутизна крыльев ее достигает 75—80° и нередко 90°. К осевой части складки приурочена интрузия гранитоидов, вытянутая согласно простиранию складчатости. Севернее, на восточном берегу залива Ахматова и в районе мыса Острога, т. е. на продолжении оси центральной анти-

клинали, находятся два других массива гранитоидов, несколько меньших размеров и иных очертаний.

К востоку и западу от описанной выше структуры располагаются такого же типа складки первого порядка, ширина которых измеряется от 5—8 до 12 км.

Складки первого порядка осложнены складками второго и третьего порядков, простирание которых параллельно общему северо-северо-восточному направлению структур рассматриваемой зоны. Ширина складок второго порядка от 0,5 до 2,5 км. Падение пластов на крыльях довольно крутое и достигает 75—80°. Местами наблюдаются наклонные и лежащие, а по восточному берегу о. Большевик изоклинальные и веерообразные складки. Складки третьего порядка, ширина которых колеблется от нескольких десятков до 300—400 м, распространены главным образом на территории о. Большевик. Для них также характерны крутые углы падения, достигающие 85—90°.

Все складки в свою очередь осложнены еще более мелкой складчатостью, вплоть до микроскладок, элементы которых измеряются сантиметрами, реже метрами. Не менее широкое развитие имеет плейчатость, обычно наблюдаемая в отложениях тельмановской свиты, где филлиты или сланцы оказываются зажатыми среди слоев плотных метаморфизованных песчаников. На восточном побережье о. Октябрьской Революции и на юго-востоке о. Комсомолец в районе распространения верхнепротерозойских отложений развиты линейные складки, аналогичные описанным выше.

Разрывные нарушения, наблюдающиеся в поле развития протерозоя, распространены незначительно и имеют малые амплитуды смещения. Отнесение их к протерозойскому тектогенезу является в значительной степени условным.

На западном берегу о. Большевик разрывные нарушения наблюдались по ущельям, примыкающим с юга к фиорду Спартак. Все нарушения располагаются параллельно основному простиранию складки и приурочены к осевым плоскостям антиклиналей. По простиранию они прослеживаются до 10 км. Амплитуда вертикальных смещений весьма различна и изменяется от нескольких до 200—300 м.

Сбросовые поверхности имеют вертикальное падение или наклонены под различными углами к востоку или западу. Такого же типа разрывные нарушения наблюдались в южной части о. Большевик по рекам Большой и Удачной.

Породы протерозойского комплекса пересечены трещинами, большинство которых располагается обычно вкрест простирания или в направлении, близком к нему. Трещины заполнены жильным кварцем, зачастую содержащим остроугольные обломки вмещающих пород. Вероятно, образование этих трещин и заполнение их кварцем связано с последующей фазой тектогенеза и постмагматической деятельностью каледонских гранитоидных интрузий.

Рассматривая протерозойскую складчатую зону Северной Земли в целом, следует прийти к выводу, что она представляет собой огромный антиклинорий. От центральной антиклинальной складки на о. Большевик до крайних западных выходов протерозоя на о. Октябрьской Революции около 140—150 км. Если предположить, что антиклинорий имеет симметричное строение, то общая ширина его составит не менее 280—300 км. Истинные же размеры антиклинория установить не представляется возможным, так как его восточное крыло скрыто под водами моря Лаптевых.

Образование протерозойских структур на Северной Земле обусловлено проявлением складчатых процессов на границе между нижним и

верхним протерозоем, а также в нижнем палеозое. Доказательством этого является: несогласное налегание пород верхнего протерозоя на размытую поверхность отложений раннего протерозоя, кембрия на протерозойский комплекс, различия в характере структур протерозоя и нижнего палеозоя, а также изменение общего плана каледонских складок, выразившееся в довольно резком отклонении их простираний к северо-западу. С предверхнепротерозойским тектогенезом на Северной Земле связано внедрение метаморфизованных гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, слагающих штокообразные массивы на юго-востоке о. Октябрьской Революции. К этому же времени, очевидно, относится внедрение даек и пластовых тел метаморфизованных диабазов.

В восточной части о. Октябрьской Революции в поле развития нижнего протерозоя залегают в виде пятен сравнительно полого дислоцированные отложения позднего протерозоя. Это говорит о том, что краевая часть нижнепротерозойской складчатой зоны хотя и не испытывала значительного погружения, однако подверглась некоторому преобразованию или переработке, выразившейся в частичном усложнении пликативных дислокаций и появлении разломов. В краевой части рассматриваемой зоны расположены посторогенные интрузии каледонских гранитоидов, проникших в верхние части земной коры в месте наибольшего ослабления, т. е. по линии соприкосновения различных по возрасту, степени метаморфизма, литологическому составу и степени компетентности отложений. К этой же зоне приурочены интрузии кислого и основного состава последующего, скорее всего последовонского (герцинского?), магматического цикла. Такое расположение интрузий, приуроченность их к границе между различными тектоническими сооружениями, по-видимому, объясняется существованием здесь на протяжении позднего протерозоя и почти всего палеозоя как бы «незаживающего шва» земной коры, неоднократно испытывавшего на себе влияние тектонических процессов, главной ареной которых в дальнейшем были более западные районы. Что же касается сравнительно спокойной дислоцированности нижнепалеозойских отложений, развитых вблизи протерозойской складчатой зоны, то ее следует объяснять крайним положением раннекаледонских складок, испытывавших, вероятно, некоторое влияние находящихся на глубине протерозойских структур.

К моменту проявления каледонской складчатости докембрийская зона в целом представляла стабилизированную жесткую массу, являющуюся, по существу, платформенным образованием. Не исключена возможность, что протерозойские сооружения выполняли роль срединного массива, к юго-востоку и северо-западу от которого соответственно располагались Таймырская геосинклиналь и Североземельская субгеосинклиналь каледонского времени. Вполне естественно, что, будучи достаточно консолидированной, она не вовлекалась полностью в пликативные дислокации и служила как бы жестким упором для структур, формировавшихся в сопредельной каледонской геосинклинали. Это подтверждается дугообразным изгибом каледонид как на Таймыре, так и на Северной Земле, появлением пологих брахискладок в поле развития докембрия в центральной части полуострова Челюскина и, наконец, сравнительно спокойным залеганием палеозоя в краевой части протерозойской зоны в восточной части о. Октябрьской Революции.

Возможно, что только краевые части докембрийской складчатой зоны подвергались некоторой переработке, выразившейся в некотором усложнении складчатости более древнего комплекса пород в виде появления складок третьего и последующих порядков, а также образования микроскладок и плейчатости. Одним из элементов переработки в широком смысле слова, очевидно, является также возникновение раз-

рывных нарушений типа сбросов, наблюдающихся вдоль осевых плоскостей складок второго и третьего порядков. Что же касается приуроченности каледонских гипабиссальных гранитоидных интрузий к протерозойской зоне и именно к осевым частям антиклинальных структур, то это можно объяснить следующим образом. Жесткая докембрийская складчатая зона в местах максимальных напряжений в осевых частях антиклинальных структур подверглась крупным глубинным разломам, простирания которых соответствовали основному направлению древней складчатости. Очевидно, к этим местам максимального ослабления и оказались приуроченными гранитоидные интрузии Северной Земли и Северного Таймыра. Отсутствие же магматических тел непосредственно в зоне каледонид, может быть, объясняется тем, что они находятся на значительной глубине и еще не вскрыты эрозией.

Таким образом, можно прийти к выводу, что докембрийская складчатая зона, точнее ее краевые части, в какой-то степени подверглась переработке каледонским тектогенезом, если эту переработку и воздействие понимать в широком смысле слова, а не только как усложнение пликативной складчатости.

КАЛЕДОНСКИЕ СТРУКТУРЫ

Каледонские структуры на Северной Земле занимают в основном центральную часть архипелага и протягиваются довольно широкой полосой от южного побережья о. Октябрьской Революции в северном и северо-западном направлениях. Примерно на широте оз. Фиордового каледонские складки образуют две ветви. Одна из них протягивается на северо-северо-восток к проливу Красной Армии и далее скрывается под ледником Академии Наук. Вторая ветвь, приобретая северо-северо-западное направление, через острова Известняковые переходит на побережье о. Комсомолец, где постепенно отклоняется к западу-северо-западу.

Восточная граница каледонид определяется по изменению характера складчатости верхнепротерозойского комплекса пород, с одной стороны, и кембрийских отложений — с другой. Что же касается западной границы, то она менее определена, так как каледониды в этой части архипелага в значительной мере были затронуты позднейшими последевонскими (герцинскими?) тектоническими движениями. С востока на запад отчетливо наблюдается постепенное уменьшение интенсивности дислокаций, и если кембрийские и ордовикские отложения смяты в типичные линейные складки, то силурийские породы, особенно в западной части архипелага, дислоцированы почти одинаково с девонскими отложениями, принимающими участие в строении пологих складок промежуточного типа.

Каледонский тектогенез на Северной Земле проявился в три фазы: предордовикскую, предсилурийскую (?) и предниждедевонскую. Предордовикская и предниждедевонская фазы складчатости устанавливаются по наличию базальных конгломератов и угловых несогласий на границе кембрия и ордовика, а также между силуром и нижним девоном. Предсилурийская фаза определена на основании дешифрирования аэрофотоснимков, на которых видно, как толщи силура несогласно ложатся на различные горизонты комсомольской свиты ордовика и располагаются безотносительно к более древним структурным элементам.

В результате проявления предордовикской фазы складчатости кембрийские отложения были смяты в систему линейных складок, простирание которых в общем параллельно протерозойским. Отли-

чительной особенностью их является меньшая, по сравнению с последними, дислоцированность и несколько иные формы складок. Складки, сложенные кембрийскими породами, обладают сравнительно пологими ($30-60^\circ$) симметричными крыльями. Две крупные синклинальные складки, сложенные кембрийскими отложениями, прослеживаются от южного берега о. Октябрьской Революции (на участке р. Сланцевая — р. Незаметная) к оз. Фиордовому. Простираение складок вначале северо-северо-восточное, затем оно меняется на меридиональное и далее вновь на северо-северо-восточное. Ширина складок непостоянная, изменяясь от 4—5 до 10—12 км. Углы падения пластов на крыльях колеблются от $35-40$ до 60° . Местами наблюдаются складки второго порядка, ширина которых не превышает 200—300 м.

К югу от оз. Фиордового отмечена антиклинальная складка, сложенная в ядре верхнепротерозойскими, а на крыльях — кембрийскими породами. Ширина складки около 3,5 км. Углы падения на крыльях $40-45^\circ$.

В среднем и нижнем течении р. Кружилихи располагаются две небольшие антиклинальные складки. В ядре они сложены кембрийскими сланцами, а на крыльях — отложениями кружилихской и комсомольской свит ордовика. Восточная складка имеет симметричное строение. Углы падения на обоих крыльях не превышают $45-60^\circ$. Ширина складки около 2 км. В отличие от первой вторая складка асимметрична. В то время как на восточном крыле углы падения составляют $25-30^\circ$, на западном они достигают $75-80^\circ$. Ширина этой складки 3—3,5 км.

Совместная и примерно одинаковая дислоцированность ордовикских и кембрийских отложений обусловлена тем, что они одновременно подвергались складчатости в предсилурийскую фазу каледонского тектогенеза. Действительно, в южной части о. Октябрьской Революции все синклинальные складки сложены породами кружилихской и комсомольской свит ордовика. Такие синклинальные складки отмечены по рекам Незаметной, Сланцевой и к западу от них. Ширина их не превышает 2,5—4 км, по простираению они протягиваются на 10—15 км. Углы падения пластов изменяются от $15-18$ до $30-40^\circ$. В отличие от р. Кружилихи, где было установлено угловое несогласие между кембрием и ордовиком, здесь оно не наблюдается. Можно говорить лишь о скрытом несогласии, выражающемся в том, что кембрийские отложения, слагающие расположенные рядом антиклинальные складки, имеют углы падения пластов до $70-80^\circ$.

Крупная антиклинальная складка, сложенная породами ордовика, занимает центральную часть о. Октябрьской Революции и прослеживается в северо-северо-восточном направлении от южного берега о. Октябрьской Революции до широты оз. Фиордового, где она приобретает меридиональное простираение. На этом участке обнаруживается виргация складок, одна ветвь с северо-северо-восточным простираением наблюдается в бассейне р. Северной Ледниковой, а затем скрывается под ледниками Карпинского и Академии Наук. Вторая ветвь, имеющая северо-западное простираение, переходит на юго-западное побережье о. Комсомолец. На юге о. Октябрьской Революции ширина этой складки не превышает 6—7 км, а в центральной части достигает 16—17 км. Северо-западная ветвь в связи с погружением оси складки в том же направлении постепенно сужается и у юго-восточной окраины ледника Альбанова имеет ширину 2—2,5 км. На о. Комсомолец ширина складки вновь увеличивается до 5—6 км. О размерах восточной ветви судить трудно, так как значительная ее часть скрыта под ледниковым покровом.

В центральной части о. Октябрьской Революции основная складка осложнена тремя складками второго порядка, ширина которых 5—6 км. Они сложены пестроцветными отложениями ордовика и известняками силура. Восточное крыло восточной складки скрыто под ледником Карпинского. Западное же, прослеживаемое по левобережью р. Северной Ледниковой, представлено породами доломито-мергелевой и гипсоносно-известняковой подсвет ордовика, а также известняками силура. Средняя складка в верховьях р. Северной Ледниковой погружается под силурийские отложения. В строении западной складки в районе р. Матусевича принимают участие те же отложения. Простираение складки меняется от северо-северо-западного (355°) до северо-западного ($315\text{—}320^\circ$). Углы падения пластов на крыльях складок весьма различны и варьируют в широких пределах — от $30\text{—}35$ до 80 и даже 90° . Местами, особенно в северной части о. Октябрьской Революции, наблюдаются складки третьего порядка, ширина которых изменяется от 1,0 до 2,5 км. В ядрах этих складок залегают породы доломито-мергелевой, а на крыльях — гипсоносно-известняковой подсвет ордовика. Довольно часто встречаются более мелкие складки, ширина которых не превышает 20—25 м.

Отличительной особенностью гипсоносно-известняковой и отчасти доломито-мергелевой подсвет является их интенсивная дислоцированность. Эти отложения смяты в причудливые, иногда очень мелкие, измеряемые сантиметрами складки. Последние имеют самые разнообразные углы падения. Наблюдаются наклонные, лежащие, веерообразные и опрокинутые складки. Иногда породы гипсоносно-известняковой подсветы настолько сильно перемяты и разбиты мелкими разрывными нарушениями, что определить их истинное залегание, форму и размеры не представляется возможным.

Такая сложная и интенсивная дислоцированность может быть объяснена пластичностью гипсов, увеличением объема гипсов и гипсо-содержащих отложений при процессах гидратации и наложением последующих предниждевонских и последевонских складчатых движений, приведших к усложнению ранее сформировавшихся структур.

Предниждевонская фаза складчатости устанавливается по стратиграфическому и скрытому угловому несогласию между карбонатными отложениями силура и красноцветными образованиями нижнего девона. Несогласие выражается в резком различии углов падения пластов силура и нижнего девона.

Силурийские отложения в центральной части о. Октябрьской Революции залегают на крыльях основной антиклинальной складки, ядро которой сложено породами ордовика. Эта складка в северной половине острова имеет асимметричное строение. На восточном крыле пласты известняков наклонены под углами $60\text{—}80^\circ$, в то время как на западном углы падения не превышают $35\text{—}40^\circ$. В западном направлении наблюдается постепенное выполаживание до $5\text{—}10^\circ$, т. е. до таких углов, которые являются обычными для вышележащих девонских отложений.

В междуречье Северной Ледниковой и р. Ушакова располагается синклиналиная складка, которая прослеживается в северо-северо-западном направлении от верховьев р. Северной Ледниковой до пролива Красной Армии. Она сложена отложениями силура, нижнего и среднего девона. Максимальная ее ширина около 16 км. Углы падения изменяются от $25\text{—}30^\circ$ на крыльях до $5\text{—}10^\circ$ в центриклиналиной части складки.

На северо-западе о. Октябрьской Революции наблюдается серия узких линейных складок, протягивающихся в северо-северо-западном направлении. Ядра этих антиклиналей сложены известняками силура,

а крылья — отложениями нижнего и среднего девона. Углы падения здесь не превышают 15—25°. На крайнем северо-западе эти складки как бы веерообразно расходятся и переходят на о. Комсомолец. Продолжение их обнаруживается на островах Известняковых и юго-западном побережье о. Комсомолец. На островах Известняковых в ядре складки в связи с воздыманием ее оси обнажаются пестроцветные породы комсомольской свиты ордовика, имеющие падение до 75—80°. Крылья складки сложены силурийскими известняками и девонскими красноцветными отложениями, причем пласты здесь уже имеют падение 35—40° и меньше. Такое же примерно строение имеет складка и на юго-западе о. Комсомолец. С севера к этой структуре, судя по контактными отпечаткам аэрофотосъемки, почти под прямым углом подходят пологие чашеобразные складки, сложенные девонскими отложениями.

Узкие антиклинальные складки, отмеченные на северо-западном побережье о. Октябрьской Революции, очевидно, продолжаются на о. Комсомолец и затухают, так как на севере этого острова наблюдаются обрывки структур иного характера, приближающихся по своей форме к складкам промежуточного типа.

В южной части о. Октябрьской Революции, западнее низовьев р. Озерной, складки, сложенные силурийскими известняками, имеют форму пологих валов. На сравнительно небольшом участке отмечены три валообразные складки шириной 3—5 км. Углы падения пластов на крыльях складок на правобережье р. Озерной составляют 15—20°. К западу углы падения уменьшаются до 5—10°, а в сводовых частях известняки лежат горизонтально. По мере движения к мысу Медному, где в центральной части пологой, несколько вытянутой в меридиональном направлении чашеобразной синклинали залегают девонские отложения, углы падения становятся еще меньше и составляют 4—7°.

На р. Пионер силурийские отложения участвуют в строении структур, отличных по своим формам и размерам от описанных выше. По западному и северному побережью острова сохранились лишь участки этих структур, срезанных береговой линией. На западном берегу простираются их в основном северо-западное, а на северном — почти меридиональное. Эти направления не согласуются с простирающимися каледонских структур центральной части о. Октябрьской Революции, а сами складки в общем плане имеют как бы беспорядочное расположение. Антиклинальная складка мыса Западного прослеживается от берега моря на юго-запад на 10 км и погружается в том же направлении. Наибольшая ширина ее в юго-западной части составляет около 3 км. Углы падения пластов на крыльях изменяются от 4—5 до 10°. В ядре наиболее крупной антиклинальной складки, находящейся на северном побережье о. Пионер, залегают силурийские известняки, а на крыльях — отложения нижнего девона. По простирацию они прослеживаются на 8,8 км, причем ось складки погружается на юг. Максимальная ширина ее 3—3,5 км. Углы падения пластов на крыльях колеблются от 8—10 до 15°. На мысах Буденного, Держинского и Крупской наблюдаются лишь обрывки антиклинальных складок, местами осложненных дизъюнктивными нарушениями. Судя по конфигурации части складки мыса Крупской, можно предположить, что она по своей форме скорее всего соответствовала брахискладке, значительная часть которой скрыта под водами Карского моря.

На островах Седова, где развиты силурийские и нижнедевонские отложения, наблюдается часть северного крыла антиклинальной складки, имеющей северо-западное простираение (300°). Пласты пород наклонены на северо-восток под углами от 15 до 40°. Очевидно, часть

южного крыла складки сохранилась в юго-западной части о. Голомянного, где известняки силура падают на юго-запад под углом 15° .

Из приведенного описания структур становится очевидным, что предниждевоновская фаза складчатости, по сравнению с предыдущими фазами каледонского тектогенеза, была менее мощной и в различных частях архипелага проявлялась в неодинаковой степени. Наиболее интенсивные тектонические движения происходили в области уже существовавших ранее каледонских структур, подвергшихся некоторой переработке. По направлению на запад, т. е. в сторону предполагаемой Карской платформы, интенсивность тектонических движений постепенно ослабевала, чем и объясняется отличие силурийских складок в центральной части о. Октябрьской Революции, где они имеют линейный характер, от одновозрастных дислокаций на западе архипелага, приближающихся по своим формам к складкам промежуточного типа.

Затухание складкообразовательных процессов с востока на запад следует объяснить тем, что они проявлялись в различных условиях и, кроме того, происходили с некоторым запозданием, шедшим в том же направлении. Эти обстоятельства и обусловили неодинаковые соотношения между силуром и нижним девоном на востоке (перерыв и угловое несогласие) и на западе (незначительный перерыв в отложениях и согласное налегание). По всей вероятности, на востоке складчатость проявлялась еще в условиях, близких к геосинклинальным, в то время как на западе уже определенно чувствовалось влияние Карской платформы. Не исключена также возможность влияния находившихся на глубине ранних каледонид, сыгравших роль складчатого фундамента, обусловившего образование пологих структур.

Разрывные нарушения в зоне каледонид установлены лишь на о. Октябрьской Революции. В приустьевой части р. Северной Ледниковой на левом берегу и к юго-западу от горы Базарной известняки силура надвинуты на пестроцветные отложения ордовика и на породы верхнего протерозоя. Простиране линии надвига на левом берегу р. Северной Ледниковой близко к широтному, затем оно постепенно меняется на почти меридиональное, а вдоль склонов горы Базарной — на северо-северо-западное. По простиранию надвиг прослеживается на 8—9 км; на протяжении 4—4,5 км линия надвига сопровождается зоной дробления и милонитизации. Линия надвига продолжается от устьевой части р. Северной Ледниковой далее на юг вдоль левобережья реки. Амплитуда горизонтального смещения не установлена. К этой же зоне приурочена дайка диабазов герцинского (?) магматического цикла.

Второй надвиг отмечен в районе оз. Фиордового, где пестроцветные породы ордовика, имеющие падение на запад под углом 60° , перекрывают глинистыми сланцами кембрия. Простиране надвига северо-восточное, длина около 5—6 км. В нижнем течении р. Южной Ледниковой к осевым частям складок приурочена серия мелких сбросов с амплитудой смещения 0,5—1 м. Простиране их северо-северо-восточное, т. е. параллельное общему простиранию каледонских структур этого района. По берегу левого притока р. Ушакова, берущего свое начало у ледника Альбанова, установлены сдвиги, осложняющие крылья антиклинальной складки третьего порядка. Амплитуда смещения не превышает 200—250 м. К юго-востоку от ледника Альбанова выявлены два сбросо-сдвига, приведших к образованию клиновидного блока, сложеного отложениями нижнего и среднего девона и силура.

Заканчивая характеристику каледонских структур Северной Земли, остановимся на тектонической обстановке, сложившейся к началу девонской эпохи. Каледонская складчатая зона, занимающая централь-

ную часть о. Октябрьской Революции, дает ряд ветвей, далеко отходящих от основной полосы каледонид. Крайняя восточная ветвь из района верховьев р. Северной Ледниковой протягивается на север и переходит, очевидно, на восточное побережье о. Комсомолец, будучи скрытой на значительном протяжении под ледниками Карпинского, Русанова и Академии Наук. Остатки западной ветви каледонид мы наблюдаем на островах Седова. Учитывая ее простираие, можно предположить, что она продолжается на юго-запад и соединяется со структурами мыса Медного и низовьев р. Озерной.

Таким образом, получается как бы замкнутая с трех сторон мульда, ограниченная каледонскими сооружениями. Максимальная ширина ее составляет 120—130 км. В средней части мульды располагается третья ветвь каледонид, протягивающаяся от центральной части о. Октябрьской Революции через острова Известняковые на юго-западное побережье о. Комсомолец. Эта ветвь разделяет мульду на две впадины, расширяющиеся в северо-западном направлении. Северо-восточная впадина занимает бассейн р. Спокойной, низовья р. Ушакова, северное побережье о. Октябрьской Революции и значительную часть о. Комсомолец. Юго-западная впадина охватывает западную часть о. Октябрьской Революции, весь о. Пионер и юго-западный берег о. Комсомолец. На западе эта впадина до некоторой степени ограничивалась кулисообразно расположенными силурийскими пологими складками мысов Крупской, Дзержинского, Западного и Буденного.

Из описания каледонских структур видно, что зона каледонид Северной Земли представляет совокупность структур, различных по форме и времени образования, формировавшихся в неодинаковых условиях и характеризующих постепенный переход от геосинклинали к краевой части Карской платформы.

С каледонским тектогенезом на Северной Земле связано внедрение кислых и субщелочных гранитоидных интрузий, которые по своим формам и соотношениям с вмещающими породами могут быть отнесены к постороженным интрузиям, близким по своему характеру к интрузиям платформ.

ПОСЛЕДЕВОНСКИЕ (ГЕРЦИНСКИЕ) СТРУКТУРЫ

На Северной Земле к западу от зоны каледонид в поле развития девонских отложений наблюдаются пологие структуры, которые по своему характеру относятся к структурам промежуточного типа. О времени формирования этих структур судить трудно, так как выше девонских отложений залегают лишь мезо-кайнозойские и четвертичные образования; их формирование предположительно можно связывать с герцинской эпохой тектогенеза, исходя из того что Северная Земля является частью Таймырско-Североземельской складчатой области, на юге которой проявления герцинской складчатости установлены с несомненной достоверностью. Отличие состоит в том, что на Таймыре герцинский тектогенез проявился в геосинклинальных условиях, а на Северной Земле — в условиях краевого прогиба Карской платформы. По всей вероятности, с этими тектоническими движениями на Северной Земле связано внедрение интрузий основного состава, секущих экзоконтактовую зону каледонских гранитоидов и близких по своим петрохимическим особенностям к траппам Таймыра. Необходимо отметить, что на Северной Земле эти породы нигде не рвут отложений моложе ордовика и приурочены в основном к тектоническому шву между докембрийской и каледонской складчатыми зонами, где также располагаются докембрийские и каледонские гранитоидные интрузии.

Расположение каледонид, а также характер девонских отложений свидетельствуют о том, что последние отлагались в полузамкнутом бассейне типа крупного морского залива. Не исключена возможность, что описанные выше ветви каледонид, а также и значительная часть каледонской зоны в девонскую эпоху были покрыты морем или едва вышались над поверхностью воды. При исследовании о. Пионер наблюдались признаки, свидетельствующие о том, что на границе силура и нижнего девона хотя и был перерыв в осадконакоплении, но без осущения. Признаками этого являются: переход известняковой толщи силура в известняковую же толщу нижнего девона и наличие известняковых конгломератов с сингенетическими гальками тех же карбонатных пород, а также наличие знаков волновой ряби в известняковых отложениях низов нижнего девона.

Основную часть северо-восточной впадины занимает синклинальная складка, расположенная между ледниками Альбанова и Русанова. Она сложена нижне- и среднедевонскими известняками, доломитами, мергелями и песчаниками. Эта синклиналь прослеживается в северо-западном направлении от приустьевой части р. Ушакова до северного берега о. Октябрьской Революции. Максимальная ширина ее составляет 15—16 км. Углы падения пластов на крыльях складки колеблются в пределах 15—20°. По мере движения к центральной части наблюдается быстрое их выволаживание до 5—10°. На центриклинальном окончании складки углы падения не превышают 3—5°. На продолжении этой синклинали в северной части о. Комсомолец наблюдаются остатки двух брахиантиклинальных складок, сложенных девонскими отложениями.

К западу от описанной выше синклинали располагается серия линейных антиклинальных и синклинальных складок, сложенных силурийскими, нижне- и среднедевонскими отложениями. Ширина их колеблется от 2 до 4 км. Особенностью антиклинальных складок является их гребневидный и асимметричный характер. Это узкие, вытянутые в северо-западном направлении складки. Восточные крылья их обычно крутые и достигают 80°, в то время как на западных — углы падения пластов не превышают 30—35°. В синклинальных складках, сложенных девонскими породами, углы падения колеблются в пределах 25—30°, причем они быстро уменьшаются до 5—10° по направлению к центральным частям складок.

Некоторый дополнительный материал о характере структур в пределах рассматриваемой северо-восточной впадины дает дешифрирование аэрофотоснимков территории, расположенной к востоку от мыса Фрунзе (о. Комсомолец). Здесь соприкасаются разновозрастные (силурийские и девонские) толщи со взаимноперпендикулярными простираниями. С линейной каледонской складкой приведено в соприкосновение крыло брахискладки, большая часть которой скрыта под ледниковым покровом. Недостаток полевых наблюдений не позволяет выяснить характер структурных соотношений. Взаимную перпендикулярность простираний можно объяснить либо сбросом, либо проявлениями глыбовой тектоники.

Развитие структуры северо-западного и в некоторых участках широтного простираний может служить косвенным указанием на то, что после замыкания Североземельской субгеосинклинали в пределах северной части Таймырско-Североземельской складчатой области возник иной план герцинского тектогенеза.

Территория западной части о. Октябрьской Революции, входящая в состав юго-западной впадины, представляет собой обширную синклиналь первого порядка, осложненную рядом мелких куполовидных поднятий и брахисинклиналей. На правом берегу р. Подъемной наблюда-

ется куполовидная складка, южная половина которой скрыта под ледником Вавилона. Центральная часть складки сложена породами нижнего девона, которые по периферии перекрываются средне- и верхнедевонскими отложениями. Углы падения пластов изменяются от 3—5 до 10°. Размеры складки примерно 4,5 × 5 км.

К северу располагается крупная брахисинклиналь неправильной формы, несколько вытянутая в широтном направлении. В свою очередь она осложнена мелкими куполовидными поднятиями. В строении структуры участвуют в основном верхнедевонские песчаники и лишь в местах поднятий обнажаются среднедевонские породы. Углы падения пластов весьма пологие и не превышают 3—5°. Длина складки около 15 км, ширина 9,5—10 км.

Часть пологой синклинальной складки, сложенной силурийскими и нижнедевонскими отложениями, обнажается в районе мыса Медного, у юго-западного края ледника Вавилова. Судя по простиранию толщ, эта структура в общем имеет меридиональное простирание и, очевидно, замыкается под ледником Вавилова. Здесь, так же как и в предыдущих случаях, наблюдается очень пологое залегание пород. Углы падения колеблются в пределах 4—6°.

Нижне- и среднедевонские отложения, залегающие к западу от полосы пород силура, меняют свое простирание от северо-северо-восточного до меридионального и северо-западного при однообразном падении пластов на запад и юго-запад — к центру синклинали первого порядка.

Второе синклинальное понижение в пределах юго-западной впадины охватывает почти весь о. Пионер. Эта крупная структура осложнена рядом мелких складок. В бассейне р. Круговой располагается синклиналь, в строении которой участвуют известняки, доломиты, мергели и песчаники нижнего девона. Центральная часть этой синклинали представляет собой чашу приблизительно треугольной формы. Размеры складки 6,5 × 7,5 км. По направлению от периферии к центральной части углы падения уменьшаются от 10—15 до 5—8°.

Севернее располагается аналогичная складка, отделенная от описанной выше «структурным носом». Последний сложен известняками, доломитами и мергелями нижнего девона. Центральная часть складки, так же как и в предыдущем случае, сложена песчаниками дежневской свиты нижнего девона. Истинные размеры этой чашеобразной складки неизвестны, так как около половины ее срезано береговой линией пролива Южного. Во всяком случае, ширина ее составляет не менее 8,5—9 км. Здесь также наблюдается постепенное выполаживание углов падения пластов от периферии (10—12°) к центру (3—5°). Форма и размеры этих складок находятся в полной зависимости от положения преднижедевонских структур мысов Западного и Буденного и северного побережья о. Пионер, имеющих то северо-западное, то меридиональное простирание.

К юго-востоку от центриклинали бассейна р. Круговой наблюдается седловинный перегиб, восточнее которого отмечена серия очень пологих валообразных складок, образующих в совокупности куполовидное поднятие неправильной формы. В строении их участвуют исключительно нижнедевонские песчаники с прослоями и пачками доломитов, мергелей и известняков.

В бассейне р. Пионерки и левобережных притоков р. Сомнений расположена синклинальная складка, сложенная по периферии породами русановской свиты, а в центральной части отложениями альбановской свиты среднего девона. Простирание складки северо-западное. В этом же направлении в связи с воздыманием оси складки появля-

ются нижнедевонские песчаники, слагающие значительную часть северного побережья острова. Углы падения пластов не превышают 5—8°. Местами горизонты и пачки гипсоносных отложений смяты в пологие складки шириной от нескольких до 20—30 м. Южная часть синклинали осложнена большим количеством разрывных нарушений широтного простирания. Об истинных размерах складки судить трудно. Значительная часть ее скрыта под ледником. По простиранию она прослеживается на 12 км, максимальная ширина складки около 6,5 км.

К северо-востоку от описанной выше складки имеется небольшое антиклинальное поднятие, сложенное известняками и доломитами октябрьской свиты нижнего девона. На крыльях складки залегают красноцветные песчаники с прослоями известняков, доломитов и мергелей также нижнедевонского возраста. Углы падения пластов в этом районе нигде не превышают 3—5°. Крайнюю северо-восточную часть о. Пионер занимает крыло синклинали, сложенное породами среднего и верхнего девона.

По всей вероятности, здесь наблюдается часть крупной складки, обрывки которой сохранились, кроме о. Пионер, также на юго-западном берегу о. Комсомолец и на северо-западе о. Октябрьской Революции. Попутно следует отметить, что на северо-востоке о. Пионер на правом берегу р. Бурной на крыле этой структуры в вертикальных трещинах, секущих известняки альбановской свиты среднего девона, были обнаружены скопления полужидких битумов.

В юго-западной части о. Пионер между антиклиналями мысов Западного и Дзержинского установлена крупная синклинали складка северо-западного простирания. Продолжение ее следует искать на р. Крупной и юго-западной оконечности о. Пионер, сложенных нижне- и среднедевонскими отложениями. Длина этой складки, считая и погруженную под воды залива Калинина ее часть, составляет около 23—25 км. О ширине складки сказать что-либо определенное трудно, так как форма ее весьма сложная, да и к тому же значительная часть складки скрыта от наблюдения под водами залива Калинина. Во всяком случае, ориентировочно она составляет не менее 15—18 км. Здесь, так же как и на остальной территории о. Пионер, девонские отложения залегают очень спокойно; углы падения не превышают 8—10°, редко достигая 15—20°. В юго-восточном направлении, в связи с воздыманием и последующим погружением оси складки, появляются отложения среднего и верхнего девона, принимающие участие в строении крупной синклинали складки, значительная часть которой срезана береговой линией пролива Красной Армии.

О структурах северного побережья залива Калинина и нижнего течения р. Пионерки судить трудно, так как общая геологическая картина здесь затусована множеством разрывных нарушений.

В пределах девонского поля Северной Земли наиболее интенсивные разрывные нарушения установлены в южной половине о. Пионер. Здесь наблюдается серия параллельно расположенных сбросов, имеющих широтную ориентировку. По простиранию эти нарушения прослеживаются от 2—4 до 23—25 км. Нередко, начинаясь в одной толще, они разветвляются и быстро затухают в другой. С севера на юг от среднего течения рек Сомнений и Пионерки линии разрывных нарушений располагаются на расстоянии 1—1,5 км, иногда 2 км друг от друга, причем наиболее крупные из них, протягивающиеся на десятки километров, приурочены к центральной части этой зоны нарушений. В результате такого расположения разломов получается система узких, иногда клиновидных блоков, сложенных средне- и верхнедевонскими отложениями. Судя по тому, что с востока на запад эти нарушения вначале приводят

в соприкосновения разновозрастные толщи, а затем проходят в одних и тех же песчаниках дежневской свиты нижнего девона, можно говорить как о различной амплитуде сбросов, которая уменьшается с востока на запад, так и о постепенном их затухании, происходящем в том же направлении. Характерно, что в блоках бывают обычно зажаты части синклиналиных складок, сложенных породами среднего и особенно верхнего девона. От нижнего течения р. Сомнений в юго-восточном направлении наблюдаются четыре блока, ступенчато расположенных относительно друг друга и сложенных верхнедевонскими отложениями.

Дизъюнктивные нарушения были заложены еще в конце среднедевонской эпохи и продолжали развиваться одновременно с процессами осадконакопления на протяжении всего позднего девона. Окончательное их проявление, очевидно, было связано с последевонскими, а возможно, и более поздними тектоническими движениями.

Обращает на себя внимание простирающиеся дизъюнктивные дислокации, которое соответствует общей широтной ориентировке берегов пролива Юного, залива Калинина и пролива Красной Армии. Не исключено, что образование этих проливов и залива связано с позднейшими альпийскими глыбовыми движениями, унаследовавшими основное, т. е. широтное, направление разломов, заложение которых произошло еще в среднем девоне.

Из приведенного описания структур девонского поля Северной Земли видно, что по своим формам, размерам, характеру расположения они отличаются от структур, созданных каледонским тектогенезом. Основное отличие состоит в развитии структур промежуточного типа, формирование которых произошло в условиях, переходных от геосинклинали к платформе. Но наряду с этим имеются и некоторые черты сходства. Так, например, в восточной части распространения девонских структур наблюдаются узкие линейные складки, простирающиеся которых соответствует общему направлению каледонид. Здесь, особенно на северо-западе о. Октябрьской Революции, отмечены и максимальные (25°) для девонской толщи углы падения. Чем дальше на запад, тем структуры становятся более спокойными, приобретая характер то пологих куполов и брахисинклиналей, то широких распычатых мульд и центриклиналей. Весьма характерна зависимость простирающихся этих структур от расположения каледонских складок, сложенных силурийскими отложениями. Там, где их нет, как например, на западе о. Октябрьской Революции и на о. Комсомолец, нет и определенной ориентировки в расположении последевонских структур. Иная картина наблюдается в западной части о. Пионер, где структуры, сложенные девонскими отложениями, имеют в основном северо-западное простирающиеся, аналогичное простирающиеся предраннедевонских структур.

Расположение структур, созданных последевонскими тектоническими движениями, находится в прямой зависимости от тектонической обстановки, сложившейся к началу девонской эпохи. Что же касается характера самих тектонических движений, то, по всей вероятности, это были вертикальные поднятия, которые привели к еще более отчетливому оформлению каледонид и вызвали соответствующие пологие дислокации девонских толщ.

Последевонскими тектоническими движениями была охвачена почти вся северо-западная часть архипелага. Об этом свидетельствует характер структур, находящихся на крайнем юго-западе и в северной половине о. Октябрьской Революции, где силурийские и девонские отложения принимают участие в строении однотипных складок. По косвенным данным — распространению основных пород траппового комплек-

са — можно говорить о том, что и протерозойская складчатая зона в какой-то мере была затронута последевонскими движениями. Будучи к этому времени достаточно консолидированными, протерозойские сооружения отвечали на эти тектонические напряжения разломами, служившими проводниками для излияний основной магмы.

Исходя из этих соображений, вероятной границей площади наибольшего проявления последевонских тектонических движений является линия, проходящая от юго-западной оконечности о. Октябрьской Революции, через оз. Фиордовое на северо-восток к берегу пролива Шокальского. Далее она, возможно, поворачивает на север и проходит где-то вдоль восточного берега о. Комсомолец. О западной границе этой площади ничего определенного сказать нельзя. Не исключена возможность, что такие же структуры продолжаются и к западу от о. Пионер, в сторону предполагаемого ядра Карской платформы.

Исходя из этого, можно предположить, что последевонские (герцинские) структуры на Северной Земле не образуют какой-либо сплошной зоны, подобной каледонской или протерозойской, а располагаются безотносительно к основным направлениям более древних сооружений.

Иная картина наблюдается на юге Таймырско-Североземельской складчатой области. Здесь герцинская складчатая зона располагается к югу от более древних сооружений и образует сплошную полосу, также дугообразно изогнутую выпуклой стороной на юго-юго-восток. Северная граница этой зоны проходит вдоль берега Пясинского залива, через верховья рек Траутфеттера и Нюнькараку-Тари к северо-восточному берегу Таймырского полуострова. Южную границу можно ориентировочно провести по линии, проходящей несколько южнее мыса Цветкова (на восточном берегу Таймыра) — через оз. Портнягино и верховья р. Большой Балахны. Таким образом, ширина герцинской складчатой зоны, включая в нее и часть герцинид, подвергшихся воздействию мезо-кайнозойских тектонических движений, составляет не менее 180—200 км. Южная часть герцинской складчатой зоны в настоящее время скрыта под четвертичными отложениями Таймырской депрессии. Однако и в пределах последней герцинские структуры довольно отчетливо выделяются по данным аэромагнитных наблюдений. Геофизические исследования Д. В. Левина и С. М. Крюкова (1953), а также геологическая интерпретация полученных материалов, произведенная П. С. Вороновым (1953 г.), позволили установить, что герцинские структуры по простиранию прослеживаются далеко на юго-запад, образуя северный борт Таймырской депрессии.

В пределах обнаженной части герцинской складчатой зоны на Таймыре развиты типичные линейные складки, простирающиеся на несколько десятков и даже сотен километров. Характерной особенностью герцинской зоны является широкое распространение пород трапповой формации, слагающих многочисленные покровы, силлы и дайки. Зачастую силлы траппов оказываются вовлеченными в складчатость итак же, как толщи осадочных пород, протягиваются по простиранию на многие десятки километров, еще более отчетливо подчеркивая линейный характер герцинских складок. Следует отметить, что в северном направлении интенсивность проявления траппового магматизма постепенно ослабевает и резко обрывается вблизи региональных разломов, проходящих по границе между герцинидами и полосой каледонид, непосредственно примыкающих к докембрийской зоне. Далее на севере, уже в области преимущественного развития докембрия, на Таймыре и на Северной Земле наблюдаются лишь редкие и маломощные дайки траппов. Некоторое исключение представляет массив основных пород

площадью около 150—160 км², расположенный на побережье фьорда Матусевича. С герцинским тектогенезом на Таймыре В. А. Вакар (1952 г.) связывает малые интрузии гранодиоритов, граносиенитов, нефелиновых сиенитов и сопровождающий их дайковый комплекс. Правда, некоторые исследователи (Равич, Чайка, 1955) склонны относить их к послегерцинскому (раннемезозойскому) тектоно-магматическому циклу. Учитывая преимущественное развитие этих интрузий вблизи северной границы зоны проявления мезо-кайнозойских тектонических движений, а также в районах интенсивных дизъюнктивных дислокаций Западного Таймыра, время внедрения их скорее следует относить к раннемезозойской, чем герцинской эпохе тектогенеза.

Одной из характерных черт герцинской складчатой зоны Таймыра является также широкое развитие дизъюнктивных дислокаций, располагающихся обычно параллельно осям складок, реже под некоторым углом к ним. Наиболее крупные разломы, протягивающиеся на многие десятки километров, наблюдаются у северной границы герцинид (в современном эрозионном срезе). Кроме того, наблюдаются региональные разломы вдоль оси центральной крупной складки, которые сопровождаются весьма значительным полиметаллическим оруденением. Многочисленные разрывные нарушения — сбросы и надвиги, реже сбрососдвиги — установлены на Западном Таймыре.

Таким образом, для герцинской складчатой зоны Таймыра типичны линейные структуры геосинклинального типа, а также значительные дизъюнктивные дислокации, с которыми связаны мощные магматические проявления. Герцинским тектоно-магматическим циклом на Таймыре обусловлен и определенный комплекс рудных полезных ископаемых. Уже из этой краткой характеристики становится очевидным, что зона герцинид Таймыра резко отличается от районов развития последэвонских (герцинских) структур Северной Земли. Это обстоятельство объясняется тем, что тектонические движения в различных частях Таймырско-Североземельской складчатой области проявлялись в неодинаковых условиях. На севере формировались структуры переходного типа, в то время как на юге развивалась складчатость геосинклинального типа.

ДИСЛОКАЦИИ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

На Северной Земле мезозойские — триасово-юрские (?), верхнеюрские и нижнемеловые — отложения залегают несогласно на породах протерозоя, силура и девона. Как правило, они лежат горизонтально, реже смяты в пологие складки северо-восточного простирания, в общем параллельные более древним структурам. Углы падения пластов на крыльях складок изменяются от 5—10 до 25°.

Слабые дислокации наблюдаются и в палеогеновых отложениях, развитых на севере о. Комсомолец. Разрозненность выходов, а также малое количество наблюдений не позволяют судить с достаточной определенностью о характере этих дислокаций. Палеогеновые пески, обнажающиеся в 12 км к северо-западу от мыса Розы Люксембург, имеют северо-северо-западное простирание и наклонены к западу под углом 5°. Примерно в 7—7,5 км от этого выхода указанные отложения, сохраняя то же простирание, падают на восток-северо-восток под углом 10°. Судя по этим элементам залегания, можно говорить о наличии небольшой и очень пологой складки северо-северо-западного простирания. Разрывные нарушения, наблюдающиеся в мезо-кайнозойских отложениях, незначительны и измеряются долями метра.

Формирование дислокаций мезо-кайнозойских отложений, имеющих на юге северо-северо-восточное, а на севере архипелага северо-северо-западное простираение, происходило, очевидно, в условиях облекания ими блоков, образующихся в более древних жестких структурах.

Анализируя фактические данные о структурах Северной Земли, можно сделать следующие выводы:

1. В тектоническом отношении архипелаг Северной Земли представляет собой часть Таймырско-Североземельской складчатой области, формирование которой обусловлено проявлениями нескольких эпох тектогенеза — докембрийского, каледонского, герцинского и отчасти альпийского.

2. Протерозойские структуры Северной Земли являются естественным продолжением разновозрастных структур Северного Таймыра и в совокупности с ними входят в состав единой докембрийской складчатой зоны.

3. В пространственном расположении докембрийской складчатой зоны определяющую роль сыграло положение Карской платформы на северо-западе и Сибирской — на юго-востоке. В дальнейшем на формирование сооружений, связанных с проявлениями последующих фаз тектогенеза, оказывали воздействие не только эти платформы, но и сама докембрийская зона, которая к началу палеозоя уже стабилизировалась и представляла собой жесткий массив.

4. Образование каледонид на Таймыре и Северной Земле происходило в различных условиях. На складкообразовательные процессы, происходившие в Таймырской геосинклинали каледонского времени и Североземельской субгеосинклинали, докембрийская зона, как жесткая масса, отвечала образованием локальных пологих структур (сложноформенного типа, а также крупных разломов, по которым внедрялись посторогенные гранитоидные интрузии. Возможно, что лишь краевые части докембрийской зоны подверглись переработке, выразившейся в некотором усложнении пликативных дислокаций.

5. Докембрийские и каледонские сооружения, очевидно, продолжают далее на север по дну Ледовитого океана в направлении Канадского архипелага. На Западном Таймыре эти зоны, возможно, поворачивают на юго-запад и юг, в область современной Западно-Сибирской низменности, и соответствуют так называемой зоне докембрийско-каледонской стабилизации Б. А. Петрушевского или Ямало-Газовской складчатой зоне В. Н. Соколова.

6. Асимметричность строения Таймырско-Североземельской складчатой области становится очевидной при рассмотрении герцинид Таймыра и структур девонского поля Северной Земли. Первые из них формировались в геосинклинальных условиях, в то время как вторые — в условиях краевого прогиба Карской платформы.

7. Формирование Таймырско-Североземельской складчатой области закончилось в основном к концу верхнего палеозоя, и на последующие мезо-кайнозойские тектонические движения она отвечала как консолидированная масса. В областях развития складок кембрия и палеозоя эти движения, происходившие главным образом в более южных районах, вызывали лишь дизъюнктивные нарушения, которыми и были обусловлены присбросовые пликативные дислокации мезозойских отложений.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В раннепротерозойское время восточная часть Северной Земли, почти все северо-западное побережье Таймыра и примыкающая к нему часть Карского моря представляли собой мобильную зону, испытавшую погружение. Судя по распространению нижнепротерозойского комплекса пород в современном эрозионном срезе, можно предполагать, что эта мобильная зона имела общую северо-восточную ориентировку и протягивалась, по крайней мере, от Западного Таймыра до юго-восточной оконечности о. Комсомолец. Значительная мощность протерозойских образований, достигающая нескольких тысяч метров, интенсивная линейная складчатость и мощные магматические проявления указывают на несомненный геосинклинальный характер этой зоны. С юга и юго-востока зона ограничивалась краем Сибирской платформы, а с северо-запада — Карской платформой.

На протяжении всей раннепротерозойской эпохи в Таймырско-Североземельской геосинклинали происходило накопление преимущественно терригенных отложений, впоследствии преобразованных процессами регионального метаморфизма в разнообразные сланцы и метаморфизованные песчаники. Несмотря на более или менее общий характер этих отложений, отмечены и некоторые местные отличия, обусловленные неодинаковыми условиями седиментации в различных частях геосинклинали. По всей вероятности, эти условия были примерно одинаковыми на Северной Земле и на Западном Таймыре (в районе полуострова Рыбного), т. е. в крайних из известных нам пунктов Таймырско-Североземельской раннепротерозойской геосинклинали. Здесь в отличие от остальной территории графитизированные сланцы и вообще графитсодержащие породы развиты крайне ограниченно. То же самое можно сказать и о распространении карбонатных отложений. По-видимому, наиболее благоприятная обстановка для седиментации карбонатных осадков мощностью до нескольких сотен метров существовала лишь в центральной части.

Весьма своеобразными отложениями для нижнего протерозоя Северной Земли являются граувакки, приуроченные в основном к восточной части о. Большевик. Нигде в разрезе нижнего протерозоя Таймыра подобные горизонты не установлены. Наличие в составе этих пород слабоокатанных обломков основных эффузивов, различных магматических, жильных и метаморфических пород, а также таких минералов, как гранат, турмалин, пироксен и циркон, свидетельствует о разрушении каких-то древних метаморфических толщ, инъецированных сложным комплексом магматических пород. Характер и форма обломочного материала позволяют утверждать об отложении их в непосредственной близости от источников сноса. По распространению упомянутых конгломератов на восточном побережье полуострова Челюскина и граувакковых песчаников на о. Большевик можно предполагать, что к востоку от этих районов во второй половине раннепротерозойской эпохи существовала суша, сложенная породами гнейсовой формации позднего архея, а также метаморфическими сланцами раннего протерозоя. Вероятно, она простиралась в северо-северо-восточном направлении, огибая о. Большевик с востока и северо-востока.

В начале протерозойской эпохи в земной коре на Таймыре возникали глубинные разломы, по которым проникала основная магма, давшая начало туфолоавовым покровам, впоследствии превращенным в серию метаморфических пород прончищевской свиты. Позднее, после прекращения эффузивной деятельности, филлитовый комплекс Таймыра, а также нижнепротерозойские породы Северной Земли были

прорваны гипабиссальными интрузиями габбро-диабазов и диабазов, которые в дальнейшем были изменены процессами регионального метаморфизма.

Конец раннепротерозойской эпохи ознаменовался излияниями кислых эффузивов, развитых как на Северном Таймыре, так и на Северной Земле. Это обстоятельство лишней раз подчеркивает генетическую связь обоих регионов, входивших в состав единой Таймырско-Североземельской протерозойской геосинклинали.

Соотношения пород нижнего и верхнего протерозоя на Северной Земле и Таймыре указывают на проявление складкообразовательных процессов, в результате которых возникли крутые линейные складки северо-восточного простирания.

Раннепротерозойский тектогенез сопровождался внедрением многочисленных синорогенных интрузий гранитоидов. Последние на Таймыре представлены массивами гранитов, граносиенитов и кварцевых диоритов, вытянутых согласно с простиранием тектонических структур. На Северной Земле с раннепротерозойской складчатостью связаны штокообразные тела метаморфизованных и катаклазированных гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, приуроченных к осевым частям антиклинальных складок.

В начале позднепротерозойской эпохи в центральной части Северной Земли существовал прогиб, вытянутый почти в меридиональном направлении. К востоку от него располагалась суша или, может быть, цепь крутых островов, подвергавшихся интенсивному разрушению. На западе бортом прогиба, по-видимому, являлся склон Карской платформы. В течение этой эпохи на Северной Земле происходило накопление мощной толщи ритмично переслаивающихся терригенных отложений, что позволяет говорить о многократных колебательных движениях, имевших место в пределах Североземельского прогиба и окружавших его областей сноса. Частая смена грубообломочного материала более тонкими осадками свидетельствует о том, что горные сооружения периодически то воздымались над уровнем моря, то испытывали погружение, и Североземельский прогиб оказывался приобщенным к смежному бассейну Таймырской геосинклинали. Таким образом, в ранневерхнепротерозойское время происходило ритмичное чередование интенсивных и ослабленных процессов приноса материала со стороны раннепротерозойских горных сооружений, обусловленное колебанием уровня моря. Не исключена возможность, что некоторая часть материала поступала также с запада, из области Карской платформы, представлявшей в то время сушу.

Для всей полосы развития отложений фиордовой свиты резких изменений в мощности не наблюдается. В среднем она равна 1100—1500 м и лишь в одном-двух случаях достигает 200 м. Примерно в середине позднего протерозоя, после отложения осадков фиордовой свиты, на Северной Земле произошло значительное поднятие. Это нашло отражение в глубоком размыве ранневерхнепротерозойских отложений и налегании пород позднего протерозоя (каньонная свита) местами даже на нижний протерозой.

В позднем протерозое палеогеографическая обстановка на Северной Земле была в основном той же, что и в начале верхнепротерозойской эпохи. Судя по характеру поздневерхнепротерозойских отложений Северной Земли, представленных прибрежно-лагунными пестроцветными фациями, можно предположить, что существовавший в начале верхнего протерозоя прогиб несколько сократился в своих размерах, однако сохранил прежнюю ориентировку. К западу и востоку от этого бассейна

продолжали существовать значительные участки суши, дававшие обломочный материал.

В результате проявления верхнепротерозойской складчатости докембрийская зона причленилась к Карской платформе и, по существу, превратилась в жесткое, консолидированное образование платформенного типа. По обе стороны от протерозойских складчатых сооружений возникли два прогиба — Таймырский и Североземельский, из которых первый в дальнейшем развился в геосинклиналь, а второй — в субгеосинклиналь. Образование этих прогибов, разделенных протерозойскими сооружениями, знаменует новый исторический этап в развитии Таймырско-Североземельской геосинклинали, характеризующийся дифференциацией ее на отдельные прогибы и поднятия.

В кембрии произошло значительное расширение Североземельского бассейна, занимавшего почти всю центральную часть архипелага. Первая половина кембрия характеризуется накоплением глинистых сланцев и песчаников, ритмично переслаивающихся между собой. В основании толщи залегает горизонт базальных гравелитов, содержащих обломки пород из подстилающих толщ. В конце первой половины этого периода произошло излияние кислых эффузивов, перекрытых глинистыми сланцами и алевролитами. После отложения песчано-глинистой толщи вновь произошло излияние лав кислого состава. С середины кембрийского периода начинают появляться маломощные карбонатные отложения, являющиеся третьим элементом ритма.

Характер ритмичного переслаивания кембрийских отложений сохраняется на протяжении всего разреза, что позволяет говорить о развитии в Североземельском прогибе флиша, формирование которого происходило в условиях непосредственной близости суши и постоянных колебательных движений в пределах самого прогиба и окружающих его горных сооружений.

На Северной Земле на границе кембрия и ордовика проявилась предордовикская фаза каледонской складчатости. В результате этого кембрийские отложения были собраны в серию линейных складок, унаследовавших общее направление протерозойских структур. Последние представляли собой жесткое сооружение типа платформы, которое и обусловило соответствующее северо-северо-восточное простиранье ранних каледонид и их некоторый поворот на северо-северо-запад. Возможно, с этой фазой складчатости связано внедрение гранитоидов восточного побережья островов Октябрьской Революции и Большевик, прорывающих породы нижнего протерозоя и конгломераты верхнего протерозоя. Однако, как отмечалось при описании магматических пород, скорее всего эти гранитоиды связаны с заключительной фазой каледонского тектогенеза, максимально проявившейся на юге Таймырско-Североземельской складчатой области — на границе силура и раннего девона.

В ордовикское время в центральной части архипелага существовал прогиб, ось которого по отношению к кембрийскому прогибу была несколько смещена к западу. В начале ордовика накапливались прибрежно-морские терригенные отложения, представленные конгломератами, гравелитами и полимиктовыми песчаниками. После этого произошла кратковременная трансгрессия, которая, очевидно, являлась отзвуком широкого наступления моря в Таймырском районе. Оно, по-видимому, распространялось на значительную площадь Таймырско-Карской суши и соединялось с Североземельским бассейном, представлявшим огромный залив, возможно, замыкавшийся где-то на севере. В это время отлагались породы песчаниково-известняковой свиты, содержащие остатки брахиопод. Происшедшее затем обмеление привело к накопле-

нию мощной толщи пестроцветных песчаников, фациально замещающихся на юге о. Октябрьской Революции пестроокрашенными мергелями и известняками. Начиная с этого времени происходило образование отдельных замкнутых и полузамкнутых лагун, в которых формировались гипсоносные отложения.

В середине ордовикского периода происходили излияния кислых лав, давших маломощные покровы и пластовые тела фельзитов и кварцевых порфиров. Вторая половина ордовика характеризуется накоплением преимущественно терригенных отложений, переслаивающихся с известняками, доломитами и мергелями. В период формирования гипсоносно-известняковой подсветы вулканическая деятельность выразилась в излиянии кислых лав — фельзитов и фельзит-порфиров.

Конец ордовикского времени ознаменовался кратковременной трансгрессией моря, в котором отлагались мелководные карбонатные осадки, сменившиеся в дальнейшем терригенными. В целом ордовикский период характеризовался прибрежно-лагунным и лагунным режимом, лишь эпизодически нарушавшимся кратковременными трансгрессиями моря. Судя по обилию обломочного материала и литологическому составу ордовикских отложений, можно говорить о близости областей сноса, которые находились к востоку и западу от Североземельского прогиба. Этими областями, с одной стороны, являлись докембрийские горные сооружения, а с другой — предполагаемая Карская платформа. Мощности ордовикских отложений достигает 2500 м.

На Северной Земле в отличие от Таймыра проявилась, по всей вероятности, предсилурийская фаза каледонской складчатости, причем ею были переработаны и раннекаледонские структуры. В отличие от предыдущей фазы складчатости возникли структуры северо-северо-восточного простирания, в которых в свою очередь образовались ветви северо-западного и западно-северо-западного направлений. Окончательное их формирование, очевидно, закончилось в конце силура.

Для силурийского периода в пределах Североземельского прогиба характерно накопление карбонатных отложений, содержащих многочисленные остатки колониальных форм кораллов, табулят, брахиопод, гастропод, цефалопод и криноидей, обитавших в условиях мелководного морского бассейна. Только с середины венлокского яруса в разрезе силура начинают появляться отдельные маломощные горизонты песчаников, указывающие на некоторые изменения условий осадконакопления и близости источников сноса. Преимущественно карбонатные и в подчиненном количестве песчаные фации развиты на западе о. Пионер, на крайнем юго-западе и в центральной части о. Октябрьской Революции. В конце силурийского времени произошло обмеление и разобшение бассейна. Этим объясняется появление линз и прослоев гипса в самых верхах силурийского разреза. По всей вероятности, к востоку от силурийского прогиба по-прежнему была суша, являвшаяся источником сноса материала. К западу от этой суши, вероятно, существовала зона распространения прибрежно-морских песчаных, песчано-глинистых и глинистых фаций, впоследствии размытых.

Мощности силурийских отложений на Северной Земле колеблется в пределах 1500—1700 м.

В конце силура начались складчатые движения, которые продолжались и в начале раннедевонской эпохи.

Предраннедевонской фазой складчатости в центральной части Северной Земли были созданы линейные складки северо-северо-восточного простирания, которые на о. Октябрьской Революции образовали две ветви северо-западного и северо-северо-восточного направлений. Третья ветвь протягивалась от юго-западной оконечности о. Октябрьской

Революции до о. Седова. Сформировавшиеся в предшествующие фазы складчатости структуры испытали при этом некоторую переработку, выразившуюся в усложнении пликативных дислокаций и появлении разрывных нарушений. В направлении с востока на запад имело место ослабление процессов складчатости: в основной полосе каледонид развиты линейные складки, а западная периферия ее характеризуется пологими структурами типа брахискладок.

В результате каледонской складчатости произошло закрытие северо-роземельского геосинклинального прогиба. На Северной Земле докембрийские сооружения, игравшие в палеозое роль жесткого массива, на каледонские складчатые движения отвечали крупными разломами. По этим разломам внедрились многочисленные гранитоидные интрузии, которые по своим формам и соотношениям с вмещающими породами относятся к постороженным интрузиям, характерным для некоторых платформенных областей.

Значительная часть Северной Земли и Таймыра, а также центральная область Карского моря в конце силура испытали поднятие и к началу нижнего девона представляли собой сушу. Последняя распротранялась, по-видимому, далеко на запад, вплоть до Новой Земли, и входила в состав огромного арктического континента.

В северо-западной части Северной Земли в раннедевонскую эпоху существовала довольно значительная впадина, окаймленная каледонскими сооружениями и на севере сообщавшаяся с нижнедевонским морем, простиравшимся до Шпицбергена. Условия осадконакопления в ней в это время были неодинаковыми. В восточной части, на о. Октябрьской Революции, на первом этапе происходило накопление красноцветных песчаников. В дальнейшем стали формироваться маломощные прослои карбонатных отложений, получивших в конце эпохи преимущественное распространение. Иная картина наблюдается в западной части района на о. Пионер, где после небольшого перерыва в первой половине раннедевонской эпохи происходило накопление карбонатных осадков, впоследствии сменившихся красноцветными песчаниками с прослоями известняков.

Наличие в известняках морских остракод, сходных с остракодами из нижнего девона Шпицбергена, является указанием на кратковременные ингрессии моря в пределы Североземельской впадины и связь ее с обширным девонским полярным бассейном. Судя по данным минералогического анализа девонских песчаников, можно полагать, что формирование их происходило за счет разрушения допалеозойских и палеозойских пород, развитых в этом же районе.

В конце раннедевонской эпохи на Северной Земле произошло перераспределение участков, занятых сушей и морем. В западной части (о. Пионер) было поднятие и обмеление, увеличился принос обломочного материала, изменился солевой состав вод. Возможно, произошло полное или частичное замыкание остаточной впадины. К этому моменту относятся отложения красноцветных песчаников, содержащих остатки кистеперых рыб, которые обитали в пресноводных и пересыхающих бассейнах. В это время на востоке, на о. Октябрьской Революции, существовал мелководный бассейн, в котором отлагались известняки, доломиты и мергели, всегда содержащие некоторое количество кластического материала. Последнее обстоятельство указывает на близость источников сноса. Появление прослоев и линз гипсов свидетельствует о периодическом обмелении бассейна, разобщении его на отдельные лагуны и изменении солевого состава вод.

Развитие гипсоносных и красноцветных отложений свидетельствует о том, что в раннедевонскую эпоху на Северной Земле установился

жаркий полупустынный климат. Изменение условий осадконакопления приводило к массовой гибели фауны и насыщению осадков продуктами их разложения. Этим и обусловлен битуминозный запах некоторых пород.

Полузамкнутый бассейн, образовавшийся на северо-западе Северной Земли в раннем девоне, продолжал существовать и в среднедевонскую эпоху. Начало этой эпохи ознаменовалось трансгрессией моря в пределы современного о. Пионер и отложением преимущественно карбонатных осадков, содержащих обильную фауну брахиопод, остракод, цефалопод, колониальных форм кораллов, криноидей и других беспозвоночных. Значительное содержание магниевых солей в составе морских вод привело к широкому развитию доломитов и доломитизированных известняков.

Наличие маломощных прослоев красноцветных терригенных отложений в разрезе среднего девона о. Пионер свидетельствует об эпизодических изменениях уровня моря, частичном осушении бассейна и близости областей сноса, дававших обильный кластический материал.

В середине эпохи здесь произошло обмеление бассейна и, возможно, разобщение его на отдельные лагуны и заливы, в которых накапливались гидрохимические осадки. В дальнейшем вновь произошла трансгрессия моря примерно в тех же границах, что и на первом этапе среднедевонской эпохи. В это время отлагались главным образом известняки, зачастую органогенные, содержащие многочисленные остатки морской фауны брахиопод, пелеципод, остракод, а также панцирных рыб. Последние обитали в литоральной зоне или в устьях крупных рек. Изменение солевого состава вод, перераспределение участков суши и моря приводили к массовой гибели фауны, что и обусловило образование так называемых «костяных брекчий», битуминозных известняков, а также появление полужидких битумов нефтяного ряда среди отложений среднего девона о. Пионер.

Иные условия седиментации в среднедевонскую эпоху установились в восточной части района. Здесь широко развиты лагунно-континентальные красноцветные и в подчиненном количестве мелководные карбонатные фации. Присутствие прослоев и линз гипсов в разрезе среднедевонских отложений о. Октябрьской Революции указывает на благоприятные условия для накопления гидрохимических осадков. Наряду с этим существовали отдельные бассейны с опресненной водой, в которых обитали представители акулopodobных панцирных и кистеперых рыб.

Судя по литологическому составу отложений, развитых на о. Октябрьской Революции, следует прийти к выводу, что лагунно-континентальный режим, установившийся в этом районе с начала среднего девона, сохранился на протяжении всей этой эпохи. Области сноса располагались к востоку, югу и юго-западу от Североземельской девонской впадины. Мощность среднедевонских отложений на Северной Земле не превышает 350—400 м.

На Шпицбергене и о. Медвежьем, по данным Х. Фребольда, девонские отложения представлены так называемой древней красной фацией, частично континентального и морского происхождения. К нижнему девону предположительно относятся свиты Вудбей и Грайхук, согласно налегающие на свиту Редбей, которая объединяет отложения верхнего даунтона и диттона.

Характерной особенностью Шпицбергена и о. Медвежьего является полное отсутствие в девоне каких-либо магматических проявлений.

Судя по литологическому составу девонских отложений и содержащимся в них фаунистическим остаткам, условия осадконакопления

в девоне на Шпицбергене и на о. Медвежьем были примерно такими же, как и на Северной Земле. Широкое развитие фации красноцветных песчаников, наличие панцирных рыб в зоне литорали и в пресноводных пересыхающих бассейнах свидетельствуют о том, что в девонскую эпоху в этой части бассейна существовали одинаковые физико-географические условия.

Преобладающее развитие красноцветных терригенных образований на Шпицбергене и о. Медвежьем и их более спокойное, по сравнению с нижнепалеозойскими отложениями, залегание указывают на то, что в этом районе в отличие от Новой Земли, где наиболее широкое распространение имеют морские карбонатные фации, формирование девонских отложений происходило в иной тектонической обстановке. Спокойное залегание среднего и верхнего палеозоя на Шпицбергене и постепенное уменьшение интенсивности складчатости с запада на восток, в сторону подводного продолжения Русской платформы, отсутствие каких-либо магматических проявлений в девоне, говорит о том, что формирование девонских отложений и последующие тектонические движения происходили, по всей вероятности, в краевой части платформы (Русской). Если обратиться к западной части Северной Земли, то картина, установленная для девона Шпицбергена, будет аналогичной, если не более полной, так как характер структуры (уменьшение интенсивности складчатости с востока на запад) выявляется здесь с наибольшей отчетливостью. Таким образом, и на Северной Земле в девонскую эпоху осадконакопление и тектонические движения происходили в краевой части платформы (Карской), которая, возможно, являлась частью Русской платформы. На Новой Земле в отличие от Северной Земли и Шпицбергена осадконакопление и формирование линейных складчатых структур в девонскую эпоху происходило в геосинклинальных условиях. Не исключена возможность, что Уральско-Новоземельская геосинклинальная зона не имела своего продолжения на северо-восток и «слепо» заканчивалась в теле единой Русско-Карской платформы (Егиазаров, 1959).

Для разрешения вопроса о времени образования структур девонского поля Северной Земли нет достаточно точных данных. Девонские отложения на Северной Земле перекрываются лишь условно верхнетриасовыми-нижнеюрскими и раннемеловыми осадками. Однако, учитывая, что Северная Земля является частью Таймырско-Североземельской складчатой области, на юге которой герцинский тектогенез проявился весьма интенсивно в геосинклинальных условиях, можно предполагать, что и на севере в эту эпоху также происходили тектонические движения, охватившие всю северо-западную часть архипелага. В результате этих движений на западе о. Октябрьской Революции возникли пологие структуры типа брахискладок. В северной же части о. Октябрьской Революции, где были развиты линейные складки каледонского тектогенеза, девонские структуры также имеют линейный характер, унаследованный от более древних структур. Но в этих случаях углы падения пластов девона на крыльях складок нигде не превышают 15—25°. Основные каледонские сооружения, развитые на юго-западном побережье о. Комсомолец, на западе о. Пионер и островах Седова, служили как бы жесткой основой, обусловившей соответствующее расположение девонских структур и их северо-западную, а в некоторых случаях и широтную ориентировку. Герцинские тектонические движения отразились также и на консолидированных протерозойских сооружениях, в которых возникали дизъюнктивные нарушения. К этим нарушениям, очевидно, и приурочены массивы габбро-диабазов в районе фиорда Матусевича, дайки диабазов, мыса Острога и других районов.

Исходя из того, что дайка диабазов в районе мыса Острога сечет эзоконтактовую зону каледонских гранитоидов, а также учитывая петрохимическое сходство основных пород Северной Земли с траппами Таймыра, можно считать, что их внедрение на Северной Земле если и не точно относится к пермскому или пермо-триасовому времени, то во всяком случае в общем связано с герцинским циклом тектогенеза. По-видимому, к тому же или несколько более позднему времени следует относить внедрение интрузий альбитизированных граносиенитов побережья фиорда Матусевича.

На основании изложенных данных можно считать, что образование структур девонского поля Северной Земли связано с герцинским тектогенезом, проявившимся здесь в условиях краевого прогиба платформы.

В дальнейшем на протяжении длительного времени от конца верхнего девона и, вероятно, до верхнего триаса — ранней юры на Северной Земле, по-видимому, отлагались маломощные осадки позднепалеозойского и раннемезозойского времени, которые впоследствии были эродированы. Возможно, начиная с позднего триаса, на территории Северной Земли и Северного Таймыра существовал архипелаг островов, разобщенных многочисленными проливами, в которых происходило накопление мелководных, преимущественно терригенных, и в подчиненном количестве карбонатных отложений. Судя по литологическому составу, мезозойские отложения формировались в этой области за счет разрушения протерозойского и палеозойского комплексов пород.

Основной геосинклинальный бассейн в мезозое находился южнее Таймырских складчатых сооружений в пределах Таймырской депрессии, соединявшейся на востоке с Верхоянской геосинклиналью.

Пологие дислокации мезозойских отложений, установленные на Северной Земле, следует связывать с отзвуками альпийского тектогенеза, сильнее проявившегося в области максимального накопления мезозойских отложений к югу от зоны Таймырских герцинид. Эти движения на Северной Земле и Таймыре привели к образованию дизъюнктивных нарушений в жестком домезозойском фундаменте и обусловили появление присбросовых пликативных дислокаций, которые по своему характеру не могут быть приравнены к обычным линейным структурам геосинклинального или субгеосинклинального типа.

По всей вероятности, с этими или, возможно, раннечетвертичными тектоническими движениями связано окончательное появление разрывных нарушений широтного простирания, установленных на о. Пионер. Как указывалось выше, эти дизъюнктивные дислокации были заложены еще в среднем девоне.

В палеогеновое время в северной части архипелага, очевидно, существовал небольшой мелководный бассейн, в котором происходило накопление терригенного материала. Материал этот сносился сюда из расположенных поблизости районов, сложенных в основном девонскими породами. Образование пологих пликативных дислокаций палеогеновых отложений было обусловлено, по-видимому, проявлением одной из заключительных фаз альпийского тектогенеза.

В четвертичном периоде Северная Земля испытала три оледенения: максимальное, зырянское и сартанское. Реликты последнего можно видеть в современном оледенении, развитом на значительной территории архипелага. Межледниковые эпохи характеризуются двумя трансгрессиями моря, с которыми связаны определенные комплексы террас и слагающие их отложения. В конце первой межледниковой эпохи произошли крупные разломы, обусловившие обособление островов Северной Земли и образование грабена пролива Шокальского. В общем

плане четвертичный период для Северной Земли характеризуется широким развитием региональных дизъюнктивных дислокаций с образованием крупных блоков, испытавших глыбовые движения.

В настоящее время большая часть территории Северной Земли испытывает поднятие, подтверждением чего является глубокий врез речных долин, а также широкое развитие морских лагун, песчано-галечных кос и пересыпей. Однако наличие затопленных устьевых частей водных потоков восточного побережья р. Комсомолец свидетельствует о том, что эта часть архипелага испытывает медленное погружение.

Глава X

НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА

Новосибирский архипелаг располагается в восточной части Советского сектора Арктики. С запада его острова омываются водами моря Лаптевых, а с востока — Восточно-Сибирским морем. От материка ближайший к нему остров архипелага — Большой Ляховский — отделяется проливом Дмитрия Лаптева шириной 50—60 км.

Архипелаг состоит из трех групп островов: Ляховских, Анжу и Де-Лонга.

К Ляховским относятся острова: Большой Ляховский (5230 км²), Малый Ляховский (1320 км²) и Столбовой (320 км²). Остров Большой Ляховский от Малого Ляховского отделен проливом Этерикан.

Острова Анжу лежат севернее Ляховских и отделены от них проливом Санникова. Они включают в себя три крупных острова, разделенных между собой проливами Зари и Благовещенским. На западе расположен о. Бельковский площадью 530 км², на востоке — о. Новая Сибирь площадью 6500 км², а между ними находится большой участок суши, отдельные части которого по сложившейся традиции носят разные наименования: о. Котельный (10920 км²), Земля Бунге (6920 км²) и о. Фаддеевский (5000 км²). Кроме того, около этих больших островов имеется целый ряд мелких. Южнее о. Бельковского расположен о. Стрижева, восточнее о. Большого Ляховского — о. Хопто-Терер, севернее Земли Бунге — острова Наносный, Железнякава и Скрытый, а у южных ее берегов — о. Посадный и ряд безымянных островов.

Северо-восточнее островов Анжу находятся пять небольших в большинстве скалистых островов архипелага Де-Лонга. Самый крупный из них о. Беннетта имеет площадь 160 км², размеры о. Жохова — 120 км², о. Генриетты — 13,5 км², о. Жаннетты — 4 км², о. Вилькицкого — около 1 км².

Подавляющая часть описываемой суши представляет собой низменность с высотными отметками до 26—60 м. Низменными являются острова Малый Ляховский, Земля Бунге, Фаддеевский, Новая Сибирь. Низменностью является и большая часть о. Большого Ляховского, а также береговая полоса на островах Котельном, Бельковском и Столбовом. Как правило, низменность приурочена к областям, сложенным рыхлыми четвертичными осадками, значительную долю которых составляют ископаемые льды.

Платообразные возвышенности со средними высотами 100—180 м характерны для ландшафта островов Котельного, Большого Ляховского, Столбового, Бельковского. Максимальные их отметки на о. Котельном достигают 374 м (гора Малакатын-Тас), на о. Большом Ляховском — 311 м (гора Эмий-Тас) и 237 м (гора Хаптагай-Тас). Высота плато на о. Беннетта 400 м, о. Генриетты — 300 м.

На островах Беннетта, Генриетты и Жаннетты платообразные возвышенности покрыты ледниками. На о. Беннетта располагается несколь-

ко ледников, имеющих форму куполов, от которых отходит целый ряд коротких ледниковых языков. Кроме того, имеется долинный ледник Зееберга, выполняющий долину шириной до 1 км и обрывающийся в море уступом высотой около 25 м.

Берега всех островов в большинстве абразионные, мало измененные морем, ровные и крупнобухтовые. Чаще всего суша обрывается к морю уступом высотой 5—30 м, в отдельных местах 60—100 м, а на островах Де-Лонга — до 300 м. Аккумулятивные низменные ровные берега имеются главным образом в северных и южных частях Земли Бунге.

Речная сеть на островах развита широко, и только в пределах песчаной пустыни Земли Бунге реки отсутствуют. Питание рек осуществляется за счет весенне-летнего таяния снегов и оттаивания вечной мерзлоты. На низменных участках реки питаются еще и за счет таяния ископаемых льдов. По своим размерам выделяются р. Балыктах на о. Котельном, р. Улахан-Юрях на о. Фаддеевском, р. Большая на о. Новая Сибирь и р. Вольная на Большом Ляховском. Длина р. Балыктах около 170 км, протяженность каждой из остальных — около 100 км. Очень много мелких рек и ручьев на низменных участках, где они часто образуют густую и разветвленную сеть. На платообразных возвышенностях реки протекают на большем расстоянии друг от друга. Для низменных участков характерно также наличие многочисленных небольших озер термокарстового происхождения.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории Новосибирских островов распространены протерозойские(?), палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Часть из них выделена на основании различий в литологическом составе отложений и их взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими толщами. Стратиграфическое положение палеозойских, большинства мезозойских и отчасти кайнозойских отложений определяется по палеонтологическим данным. В геологическом строении архипелага участвуют также интрузивные и эффузивные образования позднепротерозойского(?), палеозойского, мезозойского и позднемезозойско-раннекайнозойского возраста.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА (?)

К протерозою условно отнесена толща метаморфических и метаморфизованных пород, развитых на о. Большом Ляховском. Отнесение этих толщ к протерозою носит несколько условный характер в связи с отсутствием определений абсолютного возраста и неясностью взаимоотношений их с нижнепалеозойскими отложениями. Также условно и отнесение толщи кристаллических сланцев к нижнему протерозою, а толщи рассланцованных песчаников и филлитовидных сланцев — к верхнему протерозою, так как основывается оно главным образом на различии в метаморфизме и аналогии с разрезами других районов северо-востока СССР.

Нижний протерозой (?)

Нижнепротерозойские (?) кристаллические сланцы обнажаются в юго-восточной части о. Большого Ляховского, в районе горы Эмий-Тас, и у полярной станции Шалаурова.

Кристаллические сланцы представлены пироксен-плаггиоклаз-амфиболовыми, плаггиоклаз-амфиболовыми, амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми и плаггиоклаз-эпидотовыми разностями. Породы плотные, имеют гнейсовидный облик, полосчатые. Полосчатость обусловлена чередованием прослоев, состоящих почти сплошь из цветных минералов, и прослоев, резко обедненных ими. Кристаллические сланцы состоят главным образом из роговой обманки (диопсида), плаггиоклаза, кварца и минералов группы эпидота-цоизита. Породам свойственны нематогранобластовая, гранобластовая, пойкилобластовая структуры и сланцеватые, полосчатые текстуры.

Мощность толщи кристаллических сланцев около 2000 м.

Впервые амфиболовые сланцы были описаны М. М. Ермолаевым (1932), который рассматривал их как метаморфизованные интрузией гранодиоритов карбонатные породы палеозоя. Однако более поздними работами В. Н. Войцеховского и Ю. Н. Михалюка в 1957 г. было установлено, что кристаллические сланцы являются продуктом глубокого регионального метаморфизма, так как около интрузий гранитоидов в свою очередь отмечаются зоны контактовоизмененных пород, участки перекристаллизации их под воздействием гидротерм, связанных с кислой магмой. Благодаря этому обстоятельству и тому, что подобные толщи на Чукотском полуострове и Селенняхском поднятии перекрываются нижнепалеозойскими породами, они были датированы протерозоем(?). Косвенным доказательством докембрийского возраста этой части разреза послужило развитие нормальных осадочных пород с остатками фауны нижнего палеозоя на соседних территориях. На основании приведенных данных, а также принимая во внимание наличие слабометаморфизованных верхнепротерозойских(?) отложений, толща кристаллических сланцев отнесена условно к нижнему протерозою(?).

Верхний протерозой (?)

Отложения верхнепротерозойского(?) возраста установлены только на о. Большом Ляховском, где они широко распространены в юго-восточной части острова, на локальных участках полуострова Кигилях и на севере острова. Наиболее полные разрезы отложений вскрыты по южному берегу острова в обрывах мыса Бурус-Тас и в 10 км западнее полярной станции Шалаурова.

К верхнему протерозою(?) В. Н. Войцеховским и Ю. Н. Михалюком были отнесены рассланцованные песчаники и филлитовидные сланцы, ранее описанные К. А. Воллосовичем (1902) и М. М. Ермолаевым (1932) как мезозойские.

Непосредственных контактов верхнепротерозойских(?) отложений с нижнепротерозойскими(?) кристаллическими сланцами не наблюдалось, но резко различная степень метаморфизма этих пород позволяет считать, что они залегают несогласно.

Верхнепротерозойские(?) отложения представлены монотонно чередующимися зелено-серыми полевошпато-кварцевыми сланцеватыми песчаниками и филлитовидными зелено-серыми и серыми серицитохлорито-кварцевыми сланцами. Мощность прослоев песчаников и сланцев колеблется от 0,5 до 4,5 м.

В верхней части толщи в 10—12 км восточнее мыса Бурус-Тас встречена пачка шаровых лав мощностью до 50 м, представленных измененными вариолитами.

Верхнепротерозойские(?) породы характеризуются интенсивной рассланцованностью, широким развитием многочисленных систем трещин кливажа, сильной перемятостью и плоччатостью.

Видимая мощность верхнепротерозойских(?) отложений о. Большого Ляховского 2000—3000 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Среди палеозойских отложений выделяются образования кембрийской, ордовикской, силурийской, девонской и каменноугольной систем.

Кембрийская система

Отложения кембрийской системы обнажаются только в основании обрыва южного берега о. Беннетта. Они представлены осадками среднего и условно верхнего отделов (рис. 60).

Впервые кембрийские отложения на о. Беннетта были установлены Э. В. Толлем в 1902 г., который собрал в них коллекцию трилобитов, принадлежащих зонам *Apotocarioides* и *Doripige olenekensis*—*Corynexochus perforatus* Сибирской платформы. Д. А. Вольнов и Д. С. Сороков в 1956 г. дополнительно выявили отложения с фауной, характерной для зоны *Triplagnostus gibbus*.

Средний — верхний (?) отделы

Самые нижние горизонты кембрийских отложений на о. Беннетта были встречены в 1 км западнее ледника Зеберга. Они представлены пачкой темно-серых, чуть зеленоватых, а с поверхности ржаво-бурых тонколистватых оскольчатых аргиллитов. Среди аргиллитов имеются редкие прослой окварцованного очень крепкого известняка.

В 90 м от видимого основания разреза среди аргиллитов встречен прослой с массой хорошо сохранившихся остатков панцирей трилобитов *Paradoxides suboelandicus* Polet (определение Н. Н. Чернышовой). На Сибирской платформе эта форма встречается в средней части амгинского яруса среднего кембрия, в зоне *Triplagnostus gibbus*.

Выше по разрезу продолжается та же толща зеленовато-серых аргиллитов с редкими прослоями серых известняков, но в ней появляются небольшие прослой серых алевритовых аргиллитов и алевритов (рис. 61). В одном из прослоев аргиллита в 170—180 м стратиграфически выше первого горизонта с фауной встречены остатки трилобитов *Peronopsis quadratus* Tullb (определение Н. Н. Чернышовой), которые на Сибирской платформе распространены в средней зоне (*Apotocarioides*) майского яруса среднего кембрия.

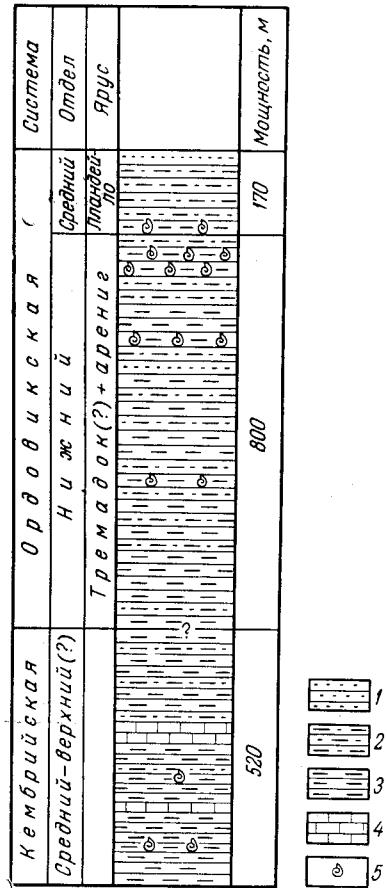


Рис. 60. Стратиграфический разрез палеозойских отложений о. Беннетта

1 — песчаники; 2 — алевриты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — места находок остатков ископаемой фауны

Из этой же части разреза происходит и большинство остатков трилобитов, собранных в 1902 г. Э. В. Толлем и определенных в 1930 г. Г. Холмом и А. Вестергардом: *Anomocarina siberica* (Holm et West.), *A. excavata* (Ang.), *Proampyx aculeata* (Ang.), *Centropleura loveni* (Ang.), *Phalacroma glandiformis* (Ang.), *Phoidagnostus bituberculatus* (Ang.), *Homagnostus pater* (Holm et West.), *Clavagnostus repandus* (Holm et West.), *Peronopsis latirhachis* (Holm et West.), *Diplagnostus arcticus* (Holm et West.).



Рис. 61. Толща аргиллитов с прослоями алевролитов среднего кембрия. Южный берег о. Беннетта. Фото Д. А. Вольнова

Более высокие горизонты кембрийской системы не содержат органических остатков, но зато в них заметно увеличивается количество алевролитов. По времени образования эта часть разреза условно относится к верхам среднего и к верхнему кембрию, что обосновывается генетической связью этих пород как со среднекембрийскими, так и с вышележащими фаунистически охарактеризованными нижеордовикскими отложениями.

Общая мощность средне-верхнекембрийских отложений составляет 500—520 м.

Ордовикская система

Отложения ордовикской системы развиты на островах Беннетта и Котельном. На о. Беннетта они представлены породами нижнего и среднего отделов, а на о. Котельном — осадками среднего и верхнего отделов.

Нижеордовикские отложения на о. Беннетта впервые были обнаружены Э. В. Толлем в 1902 г., а отложения среднего ордовика были установлены в 1956 г. Д. А. Вольновым и Д. С. Сороковым.

На о. Котельном фаунистически охарактеризованные ордовикские отложения выделены только в 1955 г. работами Д. А. Вольнова, Д. С. Сорокова и О. В. Черкесова. Предыдущие исследователи лишь в предположительной форме высказывались о возможном наличии здесь отложений ордовика.

Нижний отдел

Нижеордовикские отложения на о. Беннетта обнажаются в юго-западном и северо-восточном обрывах полуострова Чернышева, а также в обрыве берега и в склонах троговых долин на востоке острова.

Нижеордовикские отложения на о. Беннетта обнажаются в юго-нижняя часть толщи мощностью около 300 м скрыты под береговыми осыпями и четвертичными осадками.

Разрез видимой части нижнего ордовика на о. Беннетта представлен монотонно переслаивающимися алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников (рис. 62). Мощность отдельных прослоев изменяется от нескольких сантиметров до 1,5—2 м. Границы между ними резкие и четкие. Аргиллиты темно-серые, тонкослоистые и массивные. Алевролиты и песчаники серые и светло-серые существенно кварцевого состава, тонко- и среднеслоистые. Часто в них наблюдаются косяя слоистость, следы подводных оползней и течения осадка.

В аргиллитах и алевролитах нижней части разреза на юго-западном берегу полуострова Чернышева встречены остатки аренигских

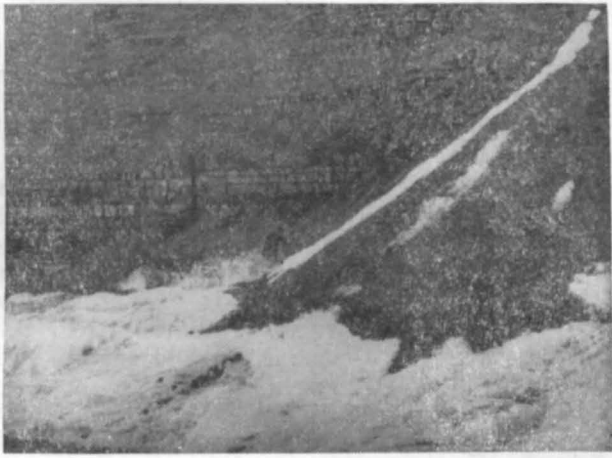


Рис. 62. Разрез аргиллитов, алевролитов и песчаников нижнего ордовика на восточном берегу о. Беннетта. Фото Д. А. Вольнова

граптолитов *Didymograptus* sp. indet. и *Azigograptus* sp. (определение А. М. Обу́та).

В 300 м выше по разрезу, уже на северо-восточном берегу полуострова Чернышева, также обнажаются слои с аренигскими граптолитами *Cryptograptus* aff. *hopkinsoni* (Nich.) и *Trigonograptus ensiformis* (Hall) (определения А. М. Обу́та).

Выше на 200—220 м на протяжении 60-метрового непрерывного разреза восточного берега острова обнаружены остатки граптолитов: *Clyptograptus* cf. *dentatus* (Bron.), *Trigonograptus ensiformis* (Hall), *Cryptograptus antennarius* (Hall), *Tetragraptus* sp. indet., *Diplograptus* sp. indet., *Didymograptus* sp. indet., *Dichograptus* sp. indet., *Gymnograptus* sp., *Glossograptus* sp., характеризующие верхи аренигского яруса. Мощность отложений нижнего ордовика составляет 860—880 м.

Средний отдел

Отложения среднего ордовика развиты на островах Беннетта и Котельном. На о. Беннетта они обнажаются в обрывах восточного и северо-западного берегов. Представлены толщей переслаивающихся серых алевролитов, темно-серых аргиллитов и серых песчаников. Границы между отдельными прослоями четкие. Мощность отдельных прослоев колеблется от 5 до 40—50 см и редко до 1—1,5 м. Алевролиты и песчаники обладают горизонтальной и косой слоистостью и состоят

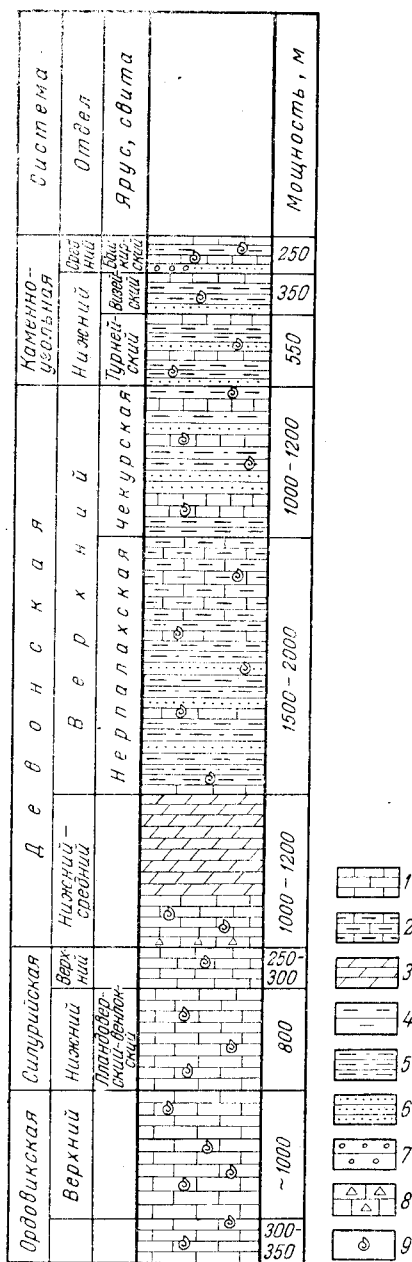


Рис. 63. Стратиграфический разрез палеозойских отложений о. Котельного

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — доломиты; 4 — аргиллиты; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — конгломераты; 8 — брекчированные известняки; 9 — места находок остатков ископаемой фауны

главным образом из угловатых зерен кварца. Цемент пород серицито-кремнистый и карбонатный.

В восточной части острова нижние слои среднеордовикских отложений (в 8 м выше слоев с аренитскими формами) содержат остатки граптолитов *Leptograptus* sp. indet. и *Glossograptus* sp., облик которых, по мнению А. М. Обути, свидетельствует о среднеордовикском возрасте.

Лланвирнский возраст был определен для ордовикских отложений, обнажающихся на северо-западном берегу о. Беннетта, где найдены отпечатки *Didymograptus* ex gr. *murchisoni* (Beck) и *Phyllograptus* sp. indet.

В верхней части видимого разреза отложений ордовикской системы о. Беннетта залегает пачка песчаников, резко отличающихся от остальных пород окраской. Для них характерны желтоватые, зеленоватые и фиолетовые оттенки. Некоторые разности легко раскалываются на плитки. В строении песчаников принимают участие окатанные зерна кварца с единичными включениями пирита. Мощность отложений среднего ордовика на о. Беннетта около 200 м.

Среднеордовикские отложения на о. Котельном встречаются в северо-восточной и центральной его частях в ядрах антиклинальных складок. Породы обнажаются в верховьях р. Решетникова и в верховьях ее правых притоков, в верховьях р. Таба-Юрэх и на водоразделе рек Юэтгэх-Салаа—Зееберга.

Среднеордовикские отложения представлены толщей толстоплитчатых и массивных коричневатых-серых известняков, среди которых располагаются прослои серых комковатых с глинистыми примазками известняков с большим количеством остатков придонной фауны мшанок, трилобитов, брахиопод и наутилоидей (рис. 63).

Брахиоподы *Mimella panna* Andr. (определение Д. А. Вольнова), трилобиты *Evenkaspis* cf. *marina* Kram. (определение З. А. Максимовой) и мшанки *Nematopora* cf. *granosa* Ulr., *Phaenopora minutissima* Nekh., *P. angarensis* Nekh., *Phaenoporella transenna* var. *macrofenestralia* (Schoenm.), *Diplotrypa petropolitana* Nich. (определение Л. В. Не-

хорошевой), встреченные в этой части разреза, близки к комплексу мангазейского яруса Сибирской платформы — верхней половине среднего ордовика.

Мощность видимой части среднеордовикских отложений на о. Котельном 300—350 м.

Верхний отдел

Отложения верхнего отдела ордовика развиты только на о. Котельном. Они обнажаются в его северо-восточной части — в бассейнах рек Решетникова, Дириг-Аян, верховьях р. Кожевина, Таба-Юрэх и Драгоценной, в центральной части — в верховьях р. Зееберга и в юго-западной части — в верховьях рек Киенг-Ураса, Чокурка, Никола и Крестовой.

Верхнеордовикские отложения, представленные толщей известняков и доломитизированных известняков темно-серого цвета иногда с коричневатым оттенком, согласно залегают на отложениях среднего ордовика. В разрезе верхнего ордовика преобладают массивные толстослоистые разности, в меньшем количестве встречаются тонко- и среднеслоистые известняки. Для многих слоев характерно комковатое строение. По всему разрезу отложений верхнего ордовика распространены многочисленные остатки ископаемых фаун кораллов, брахиопод, наутилоидей, мшанок и гастропод.

Среди кораллов (определения М. С. Жижинной) встречены: *Cyrtophyllum* ex gr. *lambeiformis* Sok., *C.* aff. *densum* Lindst., *Calapocia canadensis* Bill., *Catenipora tollinoides* (Zhizh.), *C. delicatulus* Wilson и др. Брахиоподы, по заключению Д. А. Вольнова, представлены: *Glyptorthis* cf. *pulchra* Wang., *Hesperorthis* sp., *Rafinesquina* cf. *delloidea* (Сопг.), *Rostricellula* cf. *subrostrata* Nikif. З. Г. Балашовым определены наутилоидей *Armenoceras* aff. *holtedahli* Strand. и *Endoceras* sp., мшанки: *Phaenopora* ex gr. *erecta* Nekh., *P.* ex gr. *plebeia* Nekh., *P.* ex gr. *symmetrica* Nekh. — Л. В. Нехорошевой.

Мощность отложений верхнего ордовика около 1000 м.

Силурийская система

Силурийские отложения обнажаются на островах Котельном и Бельковском. Они представлены породами нижнего и верхнего отделов (на карте показаны как нерасчлененные). Силурийские породы на о. Котельном были установлены Э. В. Толлем во время первого посещения острова, в 1886 г. На о. Бельковском отложения ландовери обнаружил в 1955 г. Г. А. Ермолаев.

Нижний отдел

Нижнесилурийские отложения на ордовикских залегают согласно. На о. Котельном они обнажаются главным образом в бассейнах рек Решетникова, Дириг-Аян, Санникова и верховьях Таба-Юрэх, а также в верховьях рек Киенг-Ураса, Зееберга, Никола и Крестовой. На о. Бельковском нижнесилурийские породы зафиксированы в одном выходе — на восточном берегу острова.

Нижнесилурийские отложения в северной части о. Котельного и на о. Бельковском представлены главным образом массивными известняками и доломитизированными известняками черного, темно-серого, зеленовато-серого и коричневатого-серого цвета. Значительную роль играют также тонкослоистые известняки с ровными поверхностями на-

пластования. В известняках собраны остатки брахиопод *Pentamerus oblongus* Sow., характеризующие ландоверы, а также *Conchidium* ex gr. *pseudoknighti* (Tschern.) и *Protathyris didyma* (Dalm.) (определение Д. А. Вольнова), известные из венлокских и низов лудловских отложений. Кроме того, из этой же части разреза собраны кораллы: *Favosites gothlandicus* Lam., *F.* ex gr. *favosus* (Goldf.), *Palaeofavosites* ex gr. *alveolaris* (Goldf.), *P.* aff. *balticus* (Rukhin), *Catenipora gotlandicus* (Yabe), *C.* aff. *parallelus* (Schmidt), *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz. (определения М. С. Жижинной). Указанный комплекс характерен для ландоверского и венлокского ярусов.

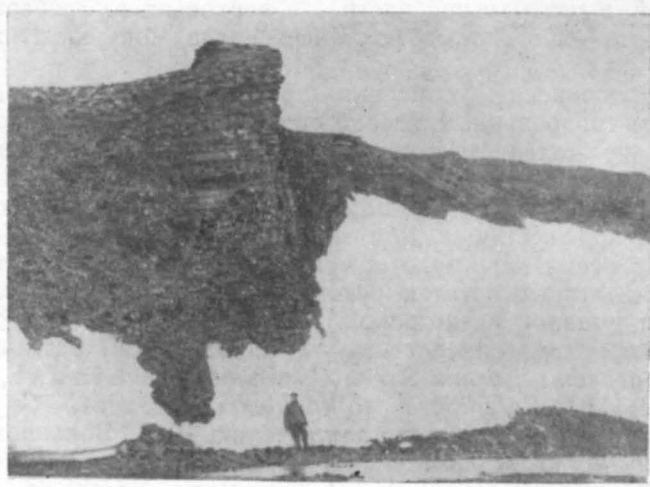


Рис. 64. Известняки нижнего силура. Центральная часть о. Котельного. Фото Д. А. Вольнова

Мощность отложений нижнего силура северной части о. Котельного около 800 м.

В нижнесилурийских отложениях на о. Бельковском встречены только брахиоподы *Pentamerus oblongus* Sow. (определения Д. А. Вольнова). Видимая мощность пород около 100 м.

В южной части о. Котельного отложения нижнего силура представлены толщей известняков, в основании которой залегает пачка черных, массивных, тонкозернистых известняков. Выше лежит толща темно-серых, тонкослоистых известняков (рис. 64), среди которых иногда встречаются слои до 5—8 м мощности массивных известняков и доломитизированных известняков. В тонкослоистых разностях встречены отпечатки граптолитов нижнего венлока: *Monoclimacis* ex gr. *linnarssoni* (Tulberg), *Oktavites spiralis* (Geinitz) и *Monograptus* sp. indet. (определения А. М. Обу́та).

Мощность нижнего силура в этой части острова составляет 400—500 м.

Верхний отдел

Верхнесилурийские отложения встречены в нескольких пунктах юго-западной части о. Котельного. В темно-серых и коричневатых-серых среднеплитчатых известняках были найдены кораллы: *Favosites* aff. *coreaniformis* Sok., *F.* aff. *pseudoforbesi* M. Edw. et H., *F. humilis* Sok., *F.* aff. *kogulaensis* Sok., *F.* aff. *yermlaevi* Tschern. (определе-

ния М. А. Смирновой) и остракоды: *Leperditia* aff. *baltica* var. *formosa* Chimiell., *L.* ex gr. *scalaris* Jones., *L.* cf. *hisingeri* var. *angulata* Leb. (определения А. Ф. Абушик), характерные для верхнесилурийских отложений. Мощность верхнего силура 250—300 м.

В северной части о. Котельного отложения верхнего отдела силура не встречены. Вероятно, они были размыты в конце силура или начале девона.

Девонская система

Девонские отложения обнажаются на островах Котельном и Бельковском. Они представлены всеми тремя отделами.

Отложения верхнего отдела девона в юго-западной части о. Котельного были установлены работами Э. В. Толля и К. А. Воллосовича. Фаунистически охарактеризованные отложения нижнего и среднего девона на о. Котельном впервые выделили Д. А. Вольнов, Д. С. Сороков и О. В. Черкесов в 1955 г.; на о. Бельковском отложения нижнего, среднего и верхнего отделов девонской системы впервые были обнаружены Г. А. Ермолаевым в 1956 г.

Нижний и средний отделы

Нерасчлененные отложения нижнего и среднего отделов девона наиболее широко распространены среди пород, участвующих в стратификации о. Котельного. Они развиты в бассейнах рек Катанки, Пшеницины, в верховьях левых притоков р. Решетникова, в верховьях р. Драгоценной, Балыктах, Чукочьа, в бассейнах р. Никола и Улахан-Урасалах. На о. Бельковском они встречены в северо-восточной его части.

Отложения девона на силурийских породах залегают со стратиграфическим перерывом — на большей части территории верхнесилурийские образования отсутствуют.

В основании толщи нижнего — среднего девона залегает слой известняковой брекчии. Она сложена угловатыми и слабокатанными обломками размером от 1—2 см до 0,5 м тонкослоистых известняков силура. Мощность слоя брекчии изменяется от 4—5 до 25 м.

Выше залегает мощная толща пород, в которой выделяются две части. Нижняя сложена темно-серыми и коричневатыми среднеслоистыми в большей части скрытокристаллическими известняками и доломитизированными известняками с прослоями массивных серых доломитов и доломитизированных известняков. Породы нижней части толщи содержат многочисленные остатки брахиопод, кораллов, трилобитов, наутилоидей, криноидей, гастропод и остракод.

Брахиоподы, по определениям С. В. Черкесовой, представлены нижнедевонскими формами: «*Spirifer*» aff. *taimyricus* Nikif., *Gypidula kayseri* (Peetz), *Atrypa* aff. *margarita* Barr., *Uncinulus irbitensis polaris* Nikif. и др. Кораллы: *Favosites* cf. *invisus* Yanet., *F.* aff. *clarus* Yanet., *Squametofavosites bohemicus* (Роџта) также характеризуют нижнедевонские отложения. *Favosites* aff. *bystrovi* Yanet., *F.* aff. *jajvaensis* Sok. и *F.* ex gr. *goldfussi* Orb. (определения М. А. Смирновой) встречаются в эйфельском ярусе среднего девона. Трилобиты *Scabriscutellum borealis* Z. Max и *Proctus* aff. *chitralensis* Rud., по заключению З. А. Максимовой, встречаются в осадках нижнего девона и эйфельского яруса. Среди остракод А. Ф. Абушик определены нижнедевонские формы: *Leperditia altoloides* (Weller), *L. altoloides* (Weller) var. *marylandica* Ulrich et Bassler и среднедевонские — *Herrmannina perobliqua* Kegel., *H. waldschmidtii* Paekelm., *H.* ex gr. *curva* Kegel. Е. С. Елтышевой определены членики

Cupressocrinus sp. и часть стебля *Entrochi* cf. *cingulati impares* Quenst, обычно встречающихся в эйфельском ярусе среднего девона. Мощность нижней части — около 200 м.

Верхняя часть ниже-среднедевонских отложений представлена массивными битуминозными доломитами и доломитизированными известняками от желтовато-серого до темно-бурого и почти черного цвета (рис. 65). Поскольку в верхней части почти не обнаружено органических остатков и не всегда ясны взаимоотношения этих пород с нижней частью разреза, она отнесена к среднему девону лишь на основа-



Рис. 65. Массивные доломиты нижнего — среднего девона. Центральная часть о. Котельного. Фото Д. С. Сокурова

нии того, что перекрывается отложениями с фауной франского яруса.

Мощность отложений нижнего — среднего отделов девонской системы на о. Котельном 1000—1200 м.

На о. Бельковском отложения нижнего — среднего отделов представлены более однообразной толщей известняков, доломитизированных известняков и доломитов. Породы в большей части массивные, темно-серого, черного и желтовато-серого цвета. По всему разрезу встречены остатки ископаемых гастропод, остракод, криноидей и кораллов. Гастроподы *Goniosirophya* sp. (определение В. А. Востоковой) указывают на девонский возраст. Остракоды: *Leperditia* ex gr. *altoloides* (Weller) var. *marylandica* Ulrich and Bassler, по мнению А. Ф. Абушик, определяют нижний девон, а *Molleritina* sp. nov. — средний девон. Членики *Cupressocrinus* sp. и часть стебля *Entrochi* cf. *cingulati impares* Quenst. (определение Р. С. Елтышевой) датируют возраст вмещающих пород эйфельским ярусом среднего отдела. Коралл *Aulacophyllum* sp. (определение А. Г. Кравцова) свидетельствует о силурийско-девонском возрасте отложений.

Мощность отложений нижнего — среднего отдела девона на о. Бельковском 800—900 м.

Верхний отдел

По литологическим признакам в разрезе верхнего отдела выделяются две свиты: нерпалахская и чекурская.

Нерпалахская свита

Отложения нерпалахской свиты развиты на о. Котельном в южной и юго-западной его частях в низовьях рек Кюенг-Ураса, Чукочьа, Крестовая и верховьях Улахан-Урасалах. На о. Бельковском они слагают южную и северную части острова.

Породы нерпалахской свиты согласно залегают на доломитах среднего отдела. На о. Котельном нижняя часть свиты представлена толщей переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и известняков. Аргиллиты и алевролиты зеленовато-серого и красноватого цвета, тонкоплитчатые и сланцеватые. Известняки серые и темно-серые, тонко-слоистые и комковатые, массивные. Некоторые прослои известняка и реже аргиллиты переполнены остатками брахиопод, пеллеципод, гастропод, кораллов, строматопор, криноидей, гониатитов. Мощность этой толщи около 1000 м.

Верхняя часть свиты сложена преимущественно тонко- и средне-плитчатыми глинистыми известняками темно-серого и черного цвета мощностью 500 м.

На о. Бельковском свита состоит из чередующихся, примерно равных по мощности пачек известняков, аргиллитов и алевролитов, охарактеризованных многочисленными остатками фауны. В южной части острова в разрезе встречены три прослоя конгломератов мощностью до 7—8 м. Обломочный материал их представлен хорошо окатанными гальками известняка и аргиллита размером от 1 до 15 см в диаметре. В конгломерате изредка встречаются крупные угловатые глыбы и крупные валуны размером 0,5—0,8 м, реже до 3,5 м.

Среди фаунистических остатков определены: брахиоподы — *Microspirifer novosibiricus* (Toll), *Cyrtospirifer* ex gr. *tenticulum* (Vern.), *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Schizophoria* aff. *ivanovi* Tschern., *Atrypa* cf. *uralica* Nal. и др. (определения С. В. Черкесовой); пеллециподы — *Pterochaenia fragilis* Hall, *Buchiola retrostriata* Buch., *B. lipina* Clarke, *B.* aff. *infradonimia* Nal. (определения Б. В. Наливкина); кораллы — *Megaphyllum paschiense* Soshk., *Thamnophyllum* cf. *virgatus* Soshk., *Pachyphyllum ibergense* (Röem.), *Phillipsastraea schaffer* Pen. (определения Н. Я. Спасского и А. Г. Кравцова) и *Alveolites* aff. *multiperforatus* Salée и *Thamnopora* cf. *polyforata* (Schloth.) (определения М. А. Смирновой); криноидей — *Pentagonoclyticus sufflamus* sp. nov., *P.* cf. *svonodensis* Jelt., *P.* cf. *bisingularis* Jelt. (определения Р. С. Елтышевой); гониатиты представлены *Manticoceras* sp. (определение С. В. Черкесовой). Вся эта ископаемая фауна свидетельствует о франском возрасте нерпалахской свиты.

Мощность свиты 1500—2000 м.

Чекурская свита

Породы чекурской свиты развиты в юго-западной части о. Котельного в низовьях р. Чукочьа, в верховьях р. Улахан-Урасалах и на о. Бельковском — в центральной части и на северной оконечности.

Чекурская свита согласно перекрывает нерпалахскую. Она сложена чередующимися слоями и пачками кварцевых песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков. Мощность отдельных слоев и пачек изменяется от 1—5 до 20—30 м и изредка достигает 100 м. В разрезе на о. Бельковском встречены несколько прослоев конгломератов мощностью до 7—8 м, состоящих из окатанных галек размером 1—1,5 см кварца, кварцитов и кремнистых пород, сцементированных песчано-глинистым и карбонатным материалом. Породы чекурской

свиты чрезвычайно пестры по окраске. Встречаются серые, зеленые, желтые, красные и лиловые разности. В песчаниках и алевролитах наблюдается косяя слоистость.

В отложениях чекурской свиты найдены брахиоподы — *Microspirifer novosibiricus* (Toll), *Cyrtospirifer* aff. *tenticulum* (Vern.), *C. jeremejevi* (Tschern.), *Athyris angelica* Hall, *Atrypa uralica* Nal., *Camarotoechia* aff. *pskovensis* Nal. и др. (определения С. В. Черкесовой); пелециподы — *Buchiola halli* Clarke, *Pterochoenia* sp. и др. (определения Б. В. Наливкина); криноидеи — *Pentagonocyclicus favealaris* Jelt., *P. bicingularis* sp. nov. (определения Р. С. Елтышевой); ругозы — *Philipsostraea sedwicki* (Edw. et H.), *Schluteria emsti* W d k d. (определения А. Г. Кравцова и Б. Я. Спасского); табуляты — *Alveolites* aff. *multiperforatus* Salee (определение М. А. Смирновой). Все эти остатки фауны встречаются только во франском ярусе верхнего девона. Э. В. Толль в поле развития чекурской свиты, у устья р. Чукочьа, на мысе Чукотском, собрал остатки брахиопод: *Spirifer whitney* Hall, *Schizophoria striatula* (Schl.), *Streptorhynchus umbraculum* Schl. и *St. crenistria* var. *devonica* Keys. Совместное нахождение и преобладание первой и третьей форм позволило Д. В. Наливкину (1933) отнести породы, обнажающиеся в районе мыса Чукотского, к фаменскому ярусу.

Мощность чекурской свиты 1000—1200 м.

Каменноугольная система

Отложения каменноугольной системы обнажаются на о. Котельном. Впервые они были выделены Э. В. Толлем только в западной части острова. Отложения представлены породами нижнего и среднего отделов.

Нижний отдел

Отложения нижнего отдела встречены на о. Котельном в районе мыса Дурного и в центральной части острова в долине р. Туор-Юрях. Наиболее полный разрез описан у мыса Дурного, где породы нижнего карбона согласно перекрывают отложения чекурской свиты верхнего девона. В центральной части острова они перекрывают нерасчлененные ниже-среднедевонские отложения.

Нижнекаменноугольные отложения в районе мыса Дурного представлены пачками мощностью от 10 до 150 м темно-серых среднеплитчатых известняков с остатками фауны, коричневых известняков с запахом керосина, темно-серых кварцевых алевролитов, алевролитистых аргиллитов и аргиллитов. Венчается разрез нижнего отдела 50-метровой пачкой белесых аргиллитов с большим количеством каолина, в которых встречены остатки одиночных кораллов плохой сохранности.

В отложениях нижнего отдела западной части острова встречены многочисленные остатки брахиопод, характеризующие турнейский ярус: *Leptaenella analoga* (Phill.), *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Spirifer platynotus* Well., *S. carinatus* Rowl., *Brachythyris burlingtonensis* Well., *Suringothyris hannibalensis* (Sw.) и др. и визейский ярус: *Echinoconchus alternatus* (N. et Pr.), *Ovatia* aff. *ovata* (Hall), *Sinuatella mesialis* (Hall), *Spirifer floydensis* Well., *S. aff. mortonus* Mill. (определения Г. Е. Черняка).

Мощность нижнекаменноугольных отложений в районе мыса Дурного составляет 900 м: турнейский ярус 550 м, визейский 350 м.

На р. Туор-Юрях в изолированном выходе светло-серых органогенных известняков встречены остатки визейских брахиопод: *Spinulicosta concentrica* Hall, *Spiriferina* cf. *salemensis* Well., *Rhynchopora* cf. *hamburgensis* Well. (определения Г. Е. Черняка).

Видимая мощность известняков на р. Туор-Юрях около 30 м.

Средний отдел

Отложения среднего отдела установлены на западном берегу о. Котельного, юго-восточнее мыса Дурного и в центре острова, в долинах рек Балыктах и Глубокой.

В районе мыса Дурного отложения представлены темно-серыми аргиллитами, кварцевыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями известняков. В нижней части разреза располагаются слои конгломерата с аргиллитовой галькой и известняковой брекчией. В последней собраны остатки брахиопод, характеризующие башкирский ярус: *Echinoconchus taimyrensis* Ein., *Krotovia pustulata* (Keys.), *Eomarginifera martianovi* (Lap.), *E. schartimienensis* (Jan.), *Paeckelmanella expansa* (Tschern.), *Spirifer holdnensis* Tschernjak, *S. triplicatus* (Hall) и др. (определения Г. Е. Черняка).

В основании разреза на реках Балыктах и Глубокой встречены пестрые мелкогалечные конгломераты, кварцевые песчаники и известняки с примесью гравия. Выше залегают темно-серые и светлые органогенные известняки и алевролиты. Среди известняков встречены раковины брахиопод башкирского яруса: *Echinoconchus taimyrensis* Ein., *Spirifer* ex gr. *triplicatus* Hall и др.

Из коллекции Э. В. Толля, собранной также в районе мыса Дурного, Г. Е. Черняком, кроме нижнекаменноугольных форм определены: *Choristites ventricosus* Mil., *C.* ex gr. *mosquensis* Fischer, *Echinoconchus* cf. *moorei* D. et C., *Brachytyrina* sp. (ex gr. *Br. strangwaysi* Werner.), *Chonetes carbonifera* Keys., *Orthotetes* cf. *plana* Iv., распространенные в московском ярусе.

Мощность среднекаменноугольных отложений около 250 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Мезозойские отложения имеют широкое распространение и представлены породами триасовой и меловой систем. Достаточных данных о выходах юрских отложений в настоящее время нет, поэтому вопрос об их присутствии на Новосибирских островах пока остается открытым. На о. Котельном юрские отложения выделялись К. А. Воллосовичем (1905) на основании находок в долине р. Балыктах в ожелезненных глинистых сланцах остатков *Aucella bronni* (Rouill.) Lohus. и *A. kirghisensis* Sok., определенных Д. М. Соколовым, и многочисленных растительных остатков, описанных А. Натгорстом. Последующие работы, проводившиеся в 1955 г. Д. А. Вольновым, Д. С. Сороковым и О. В. Черкесовым, подтвердили находки фауны и флоры в долине р. Балыктах, но их возрастное определение значительно изменилось.

О. В. Черкесов, изучавший фауну, обратил внимание на то, что определенная Д. М. Соколовым *Aucella bronni* (Rouill.) Lohus. очень похожа на *Otapiria* ex gr. *ussuriensis* (Vogon.), совместно с которой встречена *Halobia* cf. *zitteli* Lindst., являющаяся руководящей формой для карнийского яруса верхнего триаса.

Н. Д. Василевская, определявшая флору из угленосных отложений, пришла к выводу о ее нижнемеловом возрасте. Аналогичный воз-

раст, по ее мнению, имеют и формы, приведенные в списке флоры А. Натгорста. В этой связи становится ясным отмечавшееся А. Натгорстом большое сходство флоры с о. Котельного с флорой Земли Франца-Иосифа, нижнемеловой возраст которой в то время еще не был установлен.

Неясным остается происхождение валунов с верхнеюрскими *Cado-ceras*, найденными М. И. Брусневым и Э. В. Толлем на водоразделе в районе мыса Высокого (о. Новая Сибирь). Как показали более поздние работы О. А. Иванова и Д. С. Яшина в 1955 г., на мысе Высоком юрские отложения не обнажаются (на что указывал М. И. Бруснев); вероятно, они залегают под валанжинскими породами, находясь под мощным покровом четвертичных, неогеновых, палеогеновых, верхне- и нижнемеловых отложений. Аналогично залегание юрских пород, по-видимому, и на островах Столбовом, Фаддеевском и Земле Бунге. На о. Котельном юрский возраст, по нашему мнению, может иметь часть аргиллитовой толщи, венчающая разрез триаса, где фаунистические остатки, как отмечалось, встречены не были.

Нужно также иметь в виду, что в пределах Верхояно-Чукотской складчатой области, частью которой являются Новосибирские острова, присутствуют фаунистически охарактеризованные отложения всех трех отделов юрской системы.

Триасовая система

Триасовые отложения установлены только на о. Котельном. Среди них присутствуют осадки нижнего—среднего и верхнего отделов. Первые сведения о возможном наличии триасовых пород были доставлены М. М. Геденштромом. Из собранной им коллекции К. Динером был определен нижнетриасовый аммонит *Hedenstroemia hedenstroemi* Keys. Позднее Э. В. Толль (1899) и К. А. Воллосович (1902) обнаружили отложения карнийского и норийского ярусов. В 1955 г. Д. С. Сороковым, Д. А. Вольновым и О. В. Черкесовым были описаны фаунистически охарактеризованные отложения анизийского яруса.

Нижний — средний отделы

Отложения, относимые к нижнему—среднему отделам, развиты в центральной части о. Котельного — по долине р. Балыктах и ее притокам, а также в береговых обрывах лагуны Станция и по р. Решетникова. Они несогласно перекрывают разновозрастные образования палеозоя.

Отложения нижнего триаса непосредственно в обнажениях установлены не были, но, помимо найденной М. М. Геденштромом по р. Драгоценной *Hedenstroemia hedenstroemi* Keys., о наличии нижнетриасовых отложений свидетельствуют находки крупных неокатаных цератитов *Paranorites* aff. *hydaspis* Spath в северо-западной части острова. Хорошая сохранность позволяет предположить, что они вымыты из развитых здесь аргиллитов.

Нижне-среднетриасовые отложения представлены почти исключительно аргиллитами темно-серого цвета, листоватыми, содержащими прослой алевролитов и известняков, мощностью 0,5—0,8 м. Известняки имеют светло-серый цвет, среднюю плитчатость, скрытокристаллическое строение. Для толщи аргиллитов характерно обилие темно-серых и бурых кремнистых конкреций шаровой или эллипсоидальной формы размером 2—4 см в диаметре. Центром стяжения конкреций чаще всего служат раковины аммонитов и пеллеципод.

Многочисленные остатки этих раковин, наблюдающиеся повсеместно в разрезе аргиллитовой толщи, свидетельствуют об анизийском возрасте вмещающих их пород. Из руководящих форм анизийского яруса О. В. Черкесовым были определены: *Arctohungarites* ex gr. *triformis* (Mojs.), *Meleagrinnella* ex gr. *tasaryensis* Vогон., *Frechites* ex gr. *humboldtensis* Hyatt et Smith, *Parapopanoceras* sp. Форм, указывающих на наличие ладинских отложений, не встречено, но однообразие пород и отсутствие каких-либо следов перерыва между фаунистически охарактеризованными отложениями анизийского и карнийского ярусов, позволяют предполагать наличие в разрезе и отложений ладинского яруса. Об этом, вероятно, свидетельствуют также находки остатков аммонитов *Amphipopanoceras dzeginensis* Vojn., являющихся переходными формами от анизийского яруса к ладинскому.

Мощность ниже-среднетриасовых отложений составляет 500—800 м.

Верхний отдел

Отложения верхнего отдела наблюдаются в районах распространения ниже-среднетриасовых пород, но занимают значительно большую площадь. Кроме того, они встречены в разрозненных выходах на юге и юго-востоке острова в районе мыса Медвежьего.

Породы, содержащие фауну верхнего триаса, являются частью единой аргиллитовой толщи, отличаясь от аргиллитов ниже-среднетриасового возраста преобладанием тонкоплитчатых и оскольчатых разностей над листоватыми. Помимо кремнистых конкреций, пользующихся таким же широким развитием, как и в разрезе нижнего— среднего триаса, среди аргиллитов встречаются прослойки мощностью 0,4—0,8 м алевролитов серого и коричневатого-серого цвета и полевошпатово-кварцевых мелкозернистых песчаников. Вверх по разрезу количество этих прослоев увеличивается. Очень часто можно наблюдать линзы и особенно стяжения известняков, достигающих 1 м в поперечнике. Стяжения имеют шаровую, эллипсоидальную и караваеобразную форму, скорлуповатую отдельность, интенсивно пиритизированы и кальцитизированы.

Фауна, наиболее часто встречающаяся в кремнистых конкрециях и известняках, весьма обильна и представлена аммонитами и пелециподами, свидетельствующими о карнийском и норийском возрасте вмещающих их отложений.

По данным О. В. Черкесова, карнийский возраст отложений определяется по остаткам аммонитов: *Sirenites striatofalcatatus* (Hauer), *Cladiscites* aff. *tollii* Dien., *Monophyllites* sp. и пелеципод: *Halobia austriaca* Mojs., *H. zittelli* Lindst., *H. cf. superba* Mojs., *H. cf. obruchevi* Kipar., *Monotis scutiformis* var. *typica* Kipar., *Otapiria* ex gr. *ussuriensis* (Vогон.).

Присутствие отложений норийского яруса устанавливается по находками пелеципод: *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *densistriata* Tell., *M. ochotica* var. *pachypleura* Tell., *M. ochotica* var. *longa* Kipar., *M. jacutica* Tell., *M. cf. subcircularis* Gabb.

Мощность аргиллитовой толщи, содержащей фауну карнийского и норийского ярусов, ориентировочно составляет 900—1200 м.

Вышележащие 500 м разреза лишены фаунистических остатков и наблюдались только в районе нижнего течения р. Тугуттах (бассейн р. Балыктах). Наметившаяся в карнийском ярусе тенденция к увеличению вверх по разрезу количества песчаного материала сохраняется, что находит свое выражение в частом переслаивании серых алеври-

тистых аргиллитов и мелкозернистых песчаников. Песчаники имеют полевошпатово-кварцевый состав, серый цвет, массивное сложение, часто пиритизированы. Значительно реже встречаются прослои известняков. Мощность прослоев всех разновидностей пород изменяется от 0,1 до 5,0 м.

Основанием для отнесения этой части разреза к верхнему триасу, помимо их литологического сходства с отложениями карнийского и порийского ярусов, служат обнаруженные В. Д. Короткевич в одном образце аргиллита споры *Leiotriletes* sp., *L. turgidorimosus* К.-М., *Trachytriletes amplectus* (Waltz) К.-М., *Stenozonotriletes* sp. и пыльца *Bennettitales*, *Podocarpus* sp., *Pseudopodocarpus* sp., *Podozamites* sp., Pinaceae, *Paleopicea biangulina* (Mal.) К.-М., *Coniferales*.

По ее мнению, приведенный комплекс спор и пыльцы характерен для верхнетриасовых отложений. В этих же породах К. А. Воллосовичем были найдены остатки флоры, из которых А. Натгорстом были описаны два отпечатка *Schizoneura* sp. Широкий временный диапазон развития этой формы (пермь—верхний триас) не противоречит верхнетриасовому возрасту пород.

Меловая система

Отложения меловой системы распространены на большинстве островов архипелага: Котельном, Фаддеевском, Новая Сибирь, Малом Ляховском, Столбовом, на островах Де-Лонга и представлены морскими, угленосными и эффузивными формациями нижнего и верхнего отделов.

Нижний отдел

Валанжинский ярус

Морские отложения валанжинского яруса впервые на Новосибирских островах были установлены А. В. Воронковым в 1956 г. на о. Столбовом. Они представлены толщей песчано-глинистых пород, которая по литологическому составу может быть разделена на две части. Отложения нижней части развиты по всему острову (исключая его северную и южную оконечности) и характеризуются монотонным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с заметным преобладанием в разрезе песчаников. Мощность пластов песчаников, изменяясь от 2 до 15 м, обычно превышает мощность пластов алевролитов (0,5—2 м) и аргиллитов (0,2—0,8 м).

Песчаники представлены неравномернозернистыми полевошпатово-кварцевыми разностями серого цвета, толстоплитчатого и массивного сложения с редкой галькой аргиллитов. Алевролиты и аргиллиты по составу относятся к кварцевым и карбонатно-кварцевым, имеют темно-серый цвет, плитчатую и оскольчатую отдельность. К пластам аргиллитов иногда приурочены маломощные прослои глинистых известняков. Мощность нижней части разреза валанжина 800—1000 м.

Валанжинский возраст этой части разреза устанавливается по остаткам пеллеципод, представленных, по определению О. В. Черкесова, *Aucella* ex gr. *sublaevis* Keyes., *A. cf. concentrica* Fisch.

Верхняя половина песчано-глинистой толщи валанжина наблюдается на севере острова и в ядре синклинали на его южной оконечности. Она выделяется по преобладанию глинистых пород, причем мощность пластов аргиллитов здесь значительно больше, чем в нижней

части разреза, и измеряется от 2 до 20 м. Мощность же песчаников и алевролитов обычно не превышает 3,0 м.

Мощность этой части песчано-глинистой толщи около 900 м.

Остатки фауны *Aucella* sp. не позволяют однозначно говорить о возрасте этих образований, однако, принимая во внимание литологическое сходство обеих частей разреза, А. В. Воронков считает возможным отнести и верхнюю часть ее также к валанжину.

Общая мощность валанжинских отложений на о. Столбовом составляет 1700—1900 м.

По данным В. Н. Войцеховского и Ю. Н. Михалюка, к валанжинскому ярусу условно могут быть отнесены песчано-глинистые отложения на северо-востоке о. Малого Ляховского. Здесь в разрозненных обнажениях наблюдалось переслаивание мелко- и среднезернистых аркозовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, иногда с горизонтальной и косою слоистостью. Мощность пластов пород обычно не превышает 2,0—2,5 м. Видимая мощность валанжинских (?) отложений на о. Малом Ляховском около 200 м.

Аптский ярус

Балыктахская свита

В балыктахскую свиту выделены угленосные отложения, наблюдавшиеся на о. Котельном в бассейне р. Балыктах и на о. Беннетта. Первые сведения о наличии этих отложений на о. Котельном доставлены К. А. Воллосовичем, а на о. Беннета — Э. В. Толлем.

На о. Котельном отложения балыктахской свиты несогласно перекрывают породы верхнего триаса. Свита сложена преимущественно серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками полевошпатово-кварцевого состава, содержащими прослой гли и пласты каменного угля. Нередко наблюдаются также линзы (до 0,1 м мощности) конгломератов, сложенных галькой известняков размером до 5 см, шаровые стяжения до 1,3 м в поперечнике известковистого песчаника, а также линзы мощностью до 1 м ожелезненного известняка. Глина слагает обычно прослой мощностью 0,3—1,5 м, имеет зеленовато-серый и шоколадный цвет, очень вязкая, пластичная. К прослоям гли приурочены все семь пластов каменного угля, наблюдавшиеся в разрезе балыктахской свиты. Мощность угольных пластов изменяется от 0,25 до 7,5 м.

Флористические остатки, собранные в песчаниках балыктахской свиты, по определению Н. Д. Василевской, представлены папоротниками — *Asplenium rigidum* Vassil., *Coniopteris* cf. *kolymensis* (Пруп.), *Cladophlebis* sp., гинкговыми — *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer, *Sphenobaiera* cf. *angustiloba* (Heer) Fl., *Phoenicopsis angustifolia* Heer и хвойными — *Podozamites latifolius* (Heer), *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., *P. staratschinii* (Heer) Nath.

Н. Д. Василевская считает этот комплекс близким флорам из угленосных отложений низовьев р. Лены, Земли Франца-Иосифа и о. Шпицберген, нижнемеловой возраст которых является доказанным. Флора с о. Котельного наиболее близка к флоре огонер-юряхской свиты Булунского района (низовья р. Лены), характерной, по данным Н. Д. Василевской и В. В. Павлова, для аптского яруса.

Видимая мощность отложений балыктахской свиты на о. Котельном не превышает 150 м.

На о. Беннетта слабосцементированные породы с остатками древесной растительности были отмечены Э. В. Толлем. Знакомство

с собранной им коллекцией позволило О. О. Баклунду высказать предположение об их юрском возрасте. Как показали исследования Д. А. Вольнова и Д. С. Сорокова, в двух пунктах западной части острова имеются выходы песчаников, аргиллитов и каменных углей, близких по облику к отложениям балыктахской свиты о. Котельного. В образце угля с северо-западного берега острова В. Д. Короткевич были определены споры *Gleichenia* sp., *Sphagnum* sp., *Coniopteris* sp. и пыльца *Podocarpus* sp., *Protopodocarpus prolongata* К.-М., *Podozamites* sp., *Pinus* (subgen. *Diploxylon*) sp., *Picea* sp., *Protopicea bianguilina* (Mal.) К.-М., *P. mesophytica* Pokr. Отмеченный комплекс, по мнению этого исследователя, позволяет говорить о формировании данных отложений во второй половине раннего мела.

Видимая мощность этих отложений на о. Беннетта около 20 м.

Нижний — верхний (?) отделы

Породы, относящиеся к нижнему и, возможно, верхнему отделам меловой системы, развиты на островах Беннетта, Жохова и Вилькицкого и представлены эффузивными образованиями основного состава.

Присутствие покровов базальтов на о. Беннетта впервые установлено Э. В. Толлем, образцы из коллекции которого были изучены Б. М. Куплетским. В 1956 г. базальты изучались Д. А. Вольновым и Д. С. Сороковым. По материалам этих исследований эффузивная толща, залегающая на резко расчлененной поверхности кембрийских, ордовикских и нижнемеловых отложений, состоит из серии покровов основных эффузивов, представленных преимущественно базальтами и базальтовыми порфиритами. Породы слагают большинство береговых обрывов острова и значительную часть водораздельных пространств. Д. А. Вольновым и Д. С. Сороковым эффузивная толща расчленена на две части.

В нижней части преобладают маломощные (2—15 м) покровы базальтовых порфиритов, содержащие редкие линзы и прослои пестроцветных туфов и туфогенных аргиллитов мощностью до 2 м. Базальты плотные, крепкие, черного цвета, иногда образуют столбчатую отдельность. В краевых частях покровов преобладают трещиноватые и пузыристые разности. В основании базальтовых покровов, на контакте с осадочными породами, местами наблюдались вулканические бомбы размером до 2 м в поперечнике, сложенные темно-зеленым базальтовым порфиритом.

Мощность нижней части разреза 60 м.

Из туфогенных аргиллитов В. Д. Короткевич был выделен спорово-пыльцевой комплекс, близкий по составу комплексу нижнемеловых (аптских?) угленосных отложений. В споровой части встречены *Gleichenia* sp., *Hausmannia* sp., *Lycopodium* sp., а в пыльцевой — *Podocarpus* sp., *Protopodocarpus* sp., *Podozamites* sp., *Pinus* (subgen. *Diploxylon*) sp., *Pinus* (subgen. *Haploxylon*) sp., *Picea* sp., *Protopicea bianguilina* (Mal.) К.-М.

Верхняя часть эффузивной толщи сложена покровами горизонтально залегающих плотных оливиновых базальтов (рис. 66), количество которых достигает пяти. Мощность покровов изменяется от 40 до 100 м. В кровле покровов присутствуют измененные базальты. Мощность верхней части толщи 300 м, а всех эффузивных образований на о. Беннетта — 360 м.

Учитывая, что нижнемеловой спорово-пыльцевой комплекс был встречен непосредственно под базальтами верхней части разреза, воз-

раст их также считают нижнемеловым, не исключая возможности излияния части лав в позднемеловую эпоху.

С ниже- и, возможно, верхнемеловыми базальтами о. Беннетта Д. С. Сороков и Д. А. Вольнов условно параллелизуют покровы нефелиновых базальтов, целиком слагающих острова Жохова и Вилькицкого. М. М. Ермолаев, обобщавший материал о геологическом строении островов Де-Лонга, также считает эти образования одновозрастными. Он отмечает, что на о. Жохова среди изверженных пород преобладают пористые и пузыристые базальтовые лавы, приуроченные к нижней части разреза. На них лежат рыхлые вулканические туфы и слои вулканического пепла с крупными вулканическими бомбами. Туфогенные слои перекрываются темным плотным базальтом со столбчатой отдельностью и небольшими миндалинами, заполненными кальцитом и цеолитами.

Меловая система (?)

К нерасчлененным меловым отложениям условно отнесены немые вулканогенно-осадочные толщи, слагающие острова Генриетты и Жаннетты, а также валунно-галечный материал, наблюдавшийся на о. Беннетта на отметках 200—250 м.

Меловые отложения о. Генриетты М. М. Ермолаев подразделяет на три свиты. Нижняя свита (мощностью 150—200 м) представлена очень плотными серыми слюдястыми кварцитами, мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и темно-коричневыми (до черных) ороговикованными глинистыми сланцами.

Выше залегает туфогенная свита, слагающая почти весь остров. Разрез свиты начинается туфогенными песчаниками буровато-серого цвета, среди которых наблюдаются пластовые залежи диабазовых и авгитовых порфиритов. Этот горизонт перекрывается грубозернистыми граувакковыми песчаниками, которые по простиранию местами замещаются конгломератами. Конгломераты состоят из обломков диабазовых порфиритов, песчаников, кварцитов с примесью гальки измененного двуслюдяного гранита, спемментированных песчаным цементом. Мощность туфогенной свиты 700—900 м.

Разрез вулканогенно-осадочной толщи о. Генриетты венчается свитой темно-серых конгломератов, сложенных хорошо окатанной галькой осадочных и эффузивных пород, наблюдаемых в разрезе ниже лежащих свит. Не исключается возможность несогласного залегания этих конгломератов на туфогенной свите. Мощность конгломератов 200—300 м.

Осадочная толща на о. Жаннетты в нижней части разреза, по данным М. М. Ермолаева, сложена песчаниками, напоминающими мелкозернистые граувакковые песчаники туфогенной свиты о. Генриетты. Выше несогласно залегает валунная толща, состоящая из



Рис. 66. Нижнемеловые оливиновые базальты со столбчатой отдельностью. Восточный берег о. Беннетта. Фото Д. А. Вольнова

хорошо окатанных валунов метаморфических пород, измененного гранита и основных эффузивов размером 0,2—0,7 м. Часть валунов имеет штриховку. Количество цемента незначительно; представлен он обломками тех же пород и продуктами их разрушения. М. М. Ермолаев считает валунную толщу аналогом свиты конгломератов о. Генриетты.

Сравнивая породы, слагающие острова Генриетты и Жаннетты, с близкими по составу образованиями Алазейского плато, М. М. Ермолаев условно считал их нижнеюрскими. Д. С. Сороков, Д. А. Вольнов и В. Н. Войцеховский при определении возраста немых толщ этих островов исходят из их общности с разрезом нижнемеловых пород материка. Так, например, в районе мыса Святой Нос также наблюдаются две толщи: терригенная толща валанжинского яруса (?) и святоноская свита вулканогенно-осадочных образований, но отсутствуют аналоги валунно-конгломератовых толщ, которые, видимо, с угловым несогласием перекрывают нижележащие отложения. Д. С. Сороков высказывает предположение, что валунно-конгломератовые толщи могли появиться только вскоре после горообразования, которое имело место в середине раннемеловой эпохи.

Для определения возраста вулканогенно-осадочных образований островов Генриетты и Жаннетты имеют значение встреченные на о. Беннетта валуны крупнозернистого роговообманкового кварцевого диорита, кварцита, гальки кварцевого песчаника и андезито-базальтового порфирита. Как указано выше, они лежат на ниже- и, возможно, верхнемеловых эффузивах.

Д. А. Вольнов и Д. С. Сороков считают эти валуны аналогами валунной толщи островов Генриетты и Жаннетты, что позволяет высказать предположение об их образовании не раньше второй половины раннемеловой эпохи.

Нерасчлененные верхнемеловые — эоценовые отложения

Нерасчлененные верхнемеловые—эоценовые отложения развиты на островах Новая Сибирь, Фаддеевском, Земле Бунге, Котельном, где они вскрываются на изолированных участках.

Наиболее полно верхнемеловые—эоценовые отложения изучены в районе Деревянных гор о. Новая Сибирь, названных так М. М. Геденштромом (1828) в связи с обилием в слагающих их отложениях древесных остатков, которые он принял за скопление четвертичного плавника. В дальнейшем Э. В. Толль (1889) при изучении разреза Деревянных гор собрал коллекцию ископаемой флоры, среди которой Шмальгаузенom были определены 12 форм. Сходство ископаемой флоры о. Новая Сибирь со считавшимися в то время миоценовыми флорами Гренландии, Аляски и других арктических районов позволило датировать ее миоценовым возрастом.

В 1955 г. район Деревянных гор исследовали О. А. Иванов и Д. С. Яшин (1959). Собранные ими остатки вымершей растительности в совокупности со спорово-пыльцевыми комплексами позволили отнести отложения Деревянных гор к верхнему мелу—палеогену.

По их данным, Деревянные горы сложены глинами и туфогенными песками с прослоями песчаников, аргиллитов и пластами бурых углей. К нижней половине толщи приурочены главным образом глины, а к верхней — пески и песчаники. Глины обычно песчанистые, темносерые и бурые с горизонтальной и реже волнистой слоистостью. Глинистые минералы представлены гидрослюдами, бейделлитом и каоли-

ном. В верхней части разреза встречаются маломощные слои пластичной тонкослойной глины голубовато-зеленого и шоколадного цвета. Породообразующим минералом пластичной глины является монтмориллонит типа асканита. Аргиллиты встречаются в виде прослоев мощностью до 2,0 м и состоят из кремнисто-глинистого материала. В большинстве случаев аргиллиты плотные, иногда встречаются алевролитовые разности.

Пески светло-серые и желтые, мелкозернистые, плохо сортированные, по составу туфогенные. В легкой фракции песков резко преобладает кислое вулканическое стекло, количество которого достигает 95%. Тяжелую фракцию минералов составляет биотит, циркон и гранат. Песчаники развиты по всему разрезу, но преобладают в верхней части. Мощность горизонтов колеблется от 1 до 6 м. Породы тонко- и среднеплитчатые, светло-серые и желтые, с большим количеством обломков древесины. По составу они кварцевые и кварц-полевошпатовые, непременно с примесью вулканического стекла. Цемент песчаников опаловый.

Пласты угля приурочены к нижней половине разреза. Угли бурые, лигнитовые, содержат лигнитизированные обломки и стволы деревьев. Мощность пластов от 1 до 6 м с раздувами до 7—9 м. В верхней части разреза Деревянных гор встречаются прослой мощностью до 1 м тонкоплитчатого белого диатомита.

В основании разреза рассматриваемых отложений собраны отпечатки листовой флоры и шишки хвойных. Эта флора, по заключению определявшей ее Н. Д. Василевской (1958), сходна с флорой сенонского надъяруса и датского яруса Аляски, Сахалина, Анадыря, Колымы, Вилюя и Западно-Сибирской низменности. Верхнемеловой возраст флоры о. Новая Сибирь подтвердили И. Н. Свешникова и Л. Ю. Буданцев (1963 г.), которые изучали растительные остатки, собранные в 1960 г. сотрудниками Арктического и Антарктического института Г. Л. Рутилевским и Р. К. Сиско в районе Деревянных гор и внутренней части острова.

Общий список ископаемой флоры Деревянных гор, собранной различными исследователями, включает в себя следующие формы: *Cladophlebis meyeri* Heer, *Lygodium* (?) sp., *Nilssonia* (?) sp., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Pityophyllum* sp., *Agatis tollii* Schmal., *Cephalotahopsis heterophylla* Hollick, *Taxites tenuifolia* Schmal., *Pinus* sp., *Picea* sp., *Pseudolarix schmalhauseni* Budants. et Sveshn., *Sequoia polaris* Budants. et Sveshn., *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Parataxodium neosibiricum* Budants. et Sveshn., *Glyptostrobus* cf. *europaeus* (Brongn.) Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *T. richardsonii* (Heer) Kryshch., *Trochodendrocarpus arcticus* (Heer) Kryshch., *Nordenskioldia borealis* Heer, *Protophyllum* sp.

Обедненный характер верхнемеловой флоры о. Новая Сибирь по сравнению с территориями более южных широт, где обычно присутствуют такие теплолюбивые формы, как *Platanus*, *Credneria*, *Vitis* и др., указывает на существование уже в то время широтной зональности.

Верхнемеловой возраст отложений, слагающих основание разреза Деревянных гор, подтверждается результатами палинологического анализа, проведенного А. С. Вакуленко. В пыльцевом комплексе основную массу составляет пыльца семейств *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*. Кроме того, обнаружены единичные зерна *Caytoniales*, *Ginkgoaceae*, *Podocarpaceae*. Споры составляют около половины состава спектра. В основном это споры нескольких видов *Sphagnum* sp. и единичных

представителей *Lycopodium* sp., папоротников из семейства Polypodiaceae, *Gleichenia* sp. и *Osmunda* sp.

В верхней, большей части разреза Деревянных гор ископаемая флора не обнаружена. В палинологическом же комплексе преобладает пыльца древесных растений, главным образом из семейства Pinaceae рода *Pinus* (subgen. *Haploxylon*) sp. и *P.* (subgen. *Diploxylon*) sp. Встречается пыльца семейств Taxodiaceae, Juglandaceae, Betulaceae (*Alnus* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp.), Fagaceae, Myricaceae. Появляется пыльца *Abies* sp., *Tsuga* sp., *Picea* sp. Споры составляют от 25,5 до 65% общего состава спектра и характеризуются значительным разнообразием. Встречено большое количество спор семейства Polypodiaceae и Schizaeaceae, единичные зерна семейств Cyatheaaceae, Gleicheniaceae, Osmundaceae, количество же спор *Sphagnum* sp. сокращается. А. С. Вакуленко предполагает, что этот комплекс имеет палеогеновый возраст. Можно предположить, что верхним возрастным пределом основной части разреза Деревянных гор является палеоцен—эоцен в связи с отсутствием перерыва в разрезе верхнемеловых—палеогеновых осадков и отличием изложенного спорово-пыльцевого комплекса от комплексов более молодых олигоценых осадков, которые будут охарактеризованы ниже. Таким образом, палеонтологические материалы позволяют определить возраст отложений, слагающих Деревянные горы, в интервале сенонский надъярус—эоцен.

Мощность рассматриваемых отложений составляет 1500—1600 м, причем нижняя часть разреза, примерно 300 м, относится к верхнему мелу, а остальные 1200—1300 м — к палеоцену—эоцену.

Верхнемеловые—эоценовые отложения, кроме участка Деревянных гор, развиты также на мысе Высоком. Здесь эти отложения представлены плотными глинами темно-серого и бурого цвета с редкими прослоями тонкослоистых мелко- и тонкозернистых песков и пластинами бурого угля мощностью от 1,5 до 4,0 м.

В отличие от разреза отложений района Деревянных гор здесь отсутствуют песчаники, а в песках содержится незначительное количество кислого вулканического стекла.

Палинологическим анализом установлено значительное содержание спор и пыльцы, состав которых идентичен спорово-пыльцевому комплексу верхней, большей части разреза Деревянных гор. Это обстоятельство позволяет уверенно датировать изученные осадки палеоцен—эоценом.

Мощность отложений, развитых в районе мыса Высокого, 400—500 м.

Верхнемеловые—эоценовые отложения вскрываются также на мысе Жилом, где наблюдались высыпки бурых углей, в районе мыса Каменного и во внутренней части острова. Они представлены песчаниками, аргиллитами и глинами.

Незначительные выходы верхнемеловых—эоценовых пород встречаются также на островах Фаддеевском, Земле Бунге и Котельном. На о. Фаддеевском в верховьях р. Кожевенной описаны полимиктовые песчаники и серые липариты. В песчаниках отмечено до 10% обломков кислого вулканического стекла, что позволяет эти песчаники и липариты сопоставлять с верхнемеловыми—эоценовыми отложениями Деревянных гор. К верхнему мелу—эоцену, вероятно, относятся липариты и их туфы, встреченные на восточном берегу стрелки Анжу о. Фаддеевского, а также на Земле Бунге, где они слагают возвышенность Евсею-Булгуннях и вскрываются в береговых обрывах губы Большой, а также в восточной части о. Котельного, на р. Тугуттах.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Кайнозойские отложения на островах Новосибирского архипелага развиты неравномерно. Наиболее широко они распространены в пределах островов Новая Сибирь, Фаддеевском, на Земле Бунге и Ляховских островах. На остальных островах они развиты локально и имеют небольшую мощность. Палеогеновые (олигоценовые) и неогеновые отложения встречаются в виде редких разобщенных выходов, четвертичные же представлены более широко.

Палеогеновая система

Олигоцен

Среди отложений палеогеновой системы кроме палеоцен-эоценовых, описанных совместно с верхнемеловыми, выделяются олигоценовые образования. Они развиты на островах Фаддеевском и Котельном. Наиболее полно эти отложения изучены на мысе Нерпичьем, расположенном на восточном берегу о. Фаддеевского. В основании разреза там залегают пластичные бурые глины, тонкослоистые мощностью 6,0 м. Глины перекрыты конгломератом, состоящим из мелкой, хорошо окатанной гальки песчаников, кварцитов, гранитов, кварцевых порфиров и их туфов. Мощность конгломерата 0,8 м. Основная часть разреза сложена песками с прослоями алевритовых глин и линзами гравийно-галечного материала, аналогичного составу конгломерата. Пески желтовато-серого и серого цвета, разномерные, обычно косо- и тонкослоистые, плохо отсортированные. По минеральному составу пески кварц-полевошпатовые с преобладанием в тяжелой фракции пироксенов, обыкновенной роговой обманки, минералов группы эпидот—цоизита, граната, циркона и сфена.

Судя по минеральному составу терригенного материала, отличающегося от состава подстилающих верхнемеловых и палеогеновых пород отсутствием обломков вулканического стекла, можно предполагать, что основной источник сноса располагался за пределами островов Фаддеевского и Новой Сибири. Содержащаяся в конгломератах галька гранитоидов, долеритов, габбро-диабазов указывает, что питающими провинциями могли являться острова Де-Лонга, Котельный и Ляховский, интенсивно поднимающиеся в процессе активизации тектонических движений. О сравнительно близком источнике сноса свидетельствует и плохая сортированность терригенного материала.

В спорово-пыльцевом комплексе рассматриваемых отложений, по материалам А. С. Вакуленко, преобладает пыльца семейств *Betulaceae* (до 50%), *Pinaceae* (до 30%) и *Taxodiaceae* (до 19,5%), встречается пыльца *Ginkgoaceae*, *Cuscadaceae*, *Podocarpus* sp., постоянно присутствует пыльца широколиственных растений и *Ericaceae*. Основание разреза характеризуется значительным содержанием пыльцы *Castanea* sp., *Taxodiaceae* и неопределенных покрытосемянных растений. Споры составляют 30—40% всего спектра и представлены спорами *Sphagnum* sp. и семейства *Polypodiaceae*. Спорадически присутствуют споры *Bryales* sp., *Gleichenia* sp., *Schizaeaceae*, *Osmunda* sp., *Leiotriletes* sp.

По сравнению со спорово-пыльцевым спектром палеоцен-эоценовых отложений района Деревянных гор перечисленный комплекс характеризуется значительным содержанием пыльцы покрытосемянных

растений и увеличением содержания элементов широколиственной флоры.

Подобный спорово-пыльцевой комплекс описан С. П. Хайкиной в 1957 г. из фаунистически охарактеризованных олигоценовых отложений Северо-Востока СССР и геологами ВАГТа в тандинской свите олигоцена. Исходя из этого, возраст отложений, развитых в районе мыса Нерпичьево, датируется олигоценом. Мощность их равна 50 м.

На стрелке Анжу о. Фаддеевского олигоценовые отложения слагают центральный водораздел и изредка вскрываются в береговых обрывах. Они представлены главным образом песками видимой мощностью около 30 м. В основании их наблюдалась глина с двумя мало-мощными пластами бурого угля, залегающая на сильно выветрелых липаритах. Спорово-пыльцевой комплекс из этих отложений идентичен приведенному выше для пород, обнажающихся на мысе Нерпичьем.

На о. Котельном олигоценовые отложения встречаются на ограниченных участках, приуроченных к южному и восточному берегам лагуны Нерпалах, мысу Северному, о. Таас-Ары, восточному берегу лагуны Дурной, низовьям рек Катанки и Решетникова. В основании их на мезозойских и палеозойских породах залегают базальный конгломерат мощностью 1,2 м, состоящий из крупных галек местных пород (известняков, доломитов, песчаников). Конгломерат перекрывается песками и глинами с прослоями песчаников, алевролитов и пластами бурого угля. Видимая мощность отложений около 10 м.

Спорово-пыльцевые комплексы, характеризующиеся присутствием значительного количества (до 66%) пыльцы каштана и неопределимой пыльцы покрытосемянных растений, близки по составу комплексу из основания разреза отложений района мыса Нерпичьево и позволяют датировать возраст отложений олигоценом.

Неогеновая система

Неогеновые отложения развиты на островах Фаддеевском, Бельковском и Большом Ляховском.

На о. Фаддеевском неогеновые отложения встречены в низовьях р. Кыллах, где они представлены толщей монотонно переслаивающихся мелкозернистых серых песков, алевролитов и глин, включающих линзы бурых углей и обломки лигнитизированной древесины. В верхней части разреза пески содержат гальку и мелкие валуны песчаников, алевролитов, известняков и гранитоидов. Видимая мощность отложений 30 м.

В спорово-пыльцевом комплексе осадков основная масса пыльцы представлена хвойными *Picea* sp., *Pinus* (subgen. *Diploxylo*) sp. и *P.* (subgen. *Haploxylo*) sp. со значительным участием сережкоцветных *Alnus* sp., *Betula* sp. и *Corylus* sp. Постоянно встречается пыльца семейств Cupressaceae, Taxodiaceae и широколиственных пород. Среди спор преобладают Polypodiaceae и *Sphagnum* sp. и единично *Osmunda* sp., *Leiotriletes* sp. (определение А. С. Вакуленко).

Подобный комплекс на Северо-Востоке СССР позволяет достаточно уверенно датировать отложения миоценом.

На островах Бельковском и Большом Ляховском неогеновые отложения представлены мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песками, алевролитами и глинами с мелкими линзами лигнитизированной древесины. Видимая мощность их не превышает 5—10 м. Преобладание в спорово-пыльцевом комплексе пыльцы сережкоцветных и хвойных, а также присутствие пыльцы широколиственных пород позволяет датировать эти отложения миоценом.

Четвертичная система

Четвертичные отложения широко развиты на территории Новосибирского архипелага. Они почти полностью слагают острова Новая Сибирь, Фаддеевский, Земля Бунге и Ляховские, представляющие останцы ныне затопленной прибрежной равнины, и перекрывают более древние породы в окраинных частях островов Котельного, Столбового и Бельковского. Лишь на островах Де-Лонга четвертичные отложения имеют ограниченное распространение.

Новосибирские острова издавна привлекали внимание исследователей благодаря особенностям строения слагающих их четвертичных образований, заключающимся в широком развитии подземных льдов и обилии остатков крупных млекопитающих животных. Проблеме их стратиграфии и палеогеографии посвящены работы А. А. Бунге (1887), Э. В. Толля (1897), К. А. Воллосовича (1905), М. М. Ермолаева (1932). В последние годы наиболее полные сведения о строении и составе четвертичных отложений собраны О. А. Ивановым и Д. С. Яшиным (1959), Н. Н. Романовским (1960), Ю. Н. Михалюком. В результате были выделены среднечетвертичные (среднеплейстоценовые), верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) и современные (голоценовые) отложения. Наиболее широко представлены морские, озерные и аллювиальные образования. Лишь на островах Новая Сибирь и Фаддеевском обнаружены захороненные фирновые льды, а на островах Де-Лонга встречены ледниковые отложения, непосредственно связанные с современными ледниками.

Среднечетвертичные (среднеплейстоценовые) отложения

Среднечетвертичные отложения представлены морскими и прибрежно-морскими фациями. Они изучены на островах Новая Сибирь, Фаддеевском и Большом Ляховском, где слагают нижнюю часть береговых обрывов, причем абсолютная высота их кровли не превышает 20 м, а подошва находится ниже уровня моря.

На островах Новая Сибирь и Фаддеевском развиты морские отложения, представленные темно-серой и голубовато-серой глиной и глинистыми алевритами с редкими прослоями алевритовых песков. Характерным признаком их является четко выраженная параллельная, типа ленточной, слоистость, обусловленная чередованием темных глинистых и светлых алевритовых слоев и связанная с проявлением сезонных смен условий осадконакопления. В верхней части разреза наблюдается постепенный переход глин в косослоистые (типа ряби волнения) алевритовые пески, что, по-видимому, связано с обмелением бассейна. Об этом свидетельствуют также тонкие линзочки аллохтонного торфа и скопления мелких валунов кварцита, приуроченные к кровле толщи. Видимая мощность морских отложений 20 м.

Глинисто-алеваитовые осадки содержат редкие остатки морских моллюсков, среди которых С. Л. Троицким и Д. С. Яшиным определены *Portlandia arctica* (G r a y), *P. intermedia* (M. S a r s) и *Astarte* sp. Кроме того, на мысе Нерпичьем (о. Фаддеевский) в песчано-глинистых отложениях, перекрывающих тонким плащом палеогеновые отложения, встречена *Venericardia crebricostata* K r a u s e (определения О. А. Скарлато), вероятно, характеризующая более древние слои морской толщи.

На о. Большом Ляховском вскрываются прибрежно-морские отложения, представленные желтовато-серыми алевритами, обычно неясно

волнистослоистыми, реже с отчетливой тонковолнистой слоистостью, которые Л. Н. Ботвинкина (1962 г.) считает осадками обширных мелководных бассейнов. В кровле толщи встречается один, а иногда и два прослоя гипнового торфа мощностью до 1,0 м с остатками кустарниковой растительности. В этой же части разреза обнаружены крупные линзы льдистых светло-серых косослоистых алевроитов, сформированных, по-видимому, в подводных руслах рек. К ним приурочены линзы перемытого торфа и редкие раковины пресноводных моллюсков, представленные лишь родом *Pisidium*. Видимая мощность прибрежно-морских отложений 25 м.

Состав поглощенного комплекса неясно волнистослоистых алевроитов свидетельствует о формировании этих отложений в морском бассейне с пониженной соленостью. В верхней части разреза содержание щелочных элементов в составе поглощенного комплекса снижается, что связано со значительным опреснением бассейна.

Диатомовым анализом в морских и прибрежно-морских отложениях А. М. Белевич установлен довольно разнообразный комплекс морских, солоноватоводных и пресноводных водорослей *Centrales* и *Pennales*, среди которых морские формы большей частью являются третичными переотложенными. Характерно большое количество пресноводных форм в фаунистически охарактеризованных морских осадках.

При спорово-пыльцевом анализе этих отложений Л. М. Сумароковой обнаружено преобладание в составе древесной части спектра пыльцы хвойных, преимущественно *Pinus silvestris* (L.) и *P. sibirica* (Rupr.) Maug., с небольшим содержанием *Picea* sp. и *Abies* sp. В меньшем количестве содержится пыльца *Betula* секции *Albae* и *Alnus* sp. Постоянно встречаются переотложенные третичные формы: *Ginkgoales*, *Coniferales*, *Quercus* sp., *Corylus* sp. и др. Споры, составляющие большую часть спорово-пыльцевого комплекса, представлены *Sphagnum* sp., *Bryales* sp., семейством *Polypodiaceae*.

Таким образом, фациально-литологические особенности рассматриваемых отложений, присутствие в них морских моллюсков и диатомовых водорослей, а также состав поглощенного комплекса свидетельствуют о формировании морских осадков на дне шельфового моря с глубинами около 100 м, а прибрежно-морских — в обширных бассейнах, вероятнее всего, в опресненных лагунах либо в открытых водоемах типа современных заливов и губ северных морей с неблагоприятными условиями для развития морской фауны. Заключительные этапы формирования прибрежно-морской толщи характеризуются обстановкой значительного обмеления и периодического осушения морского бассейна.

Среднечетвертичный (среднеплейстоценовый) возраст морской толщи определяется в первую очередь ее стратиграфическим положением по отношению к палеонтологически охарактеризованным верхнечетвертичным озерно-аллювиальным осадкам. Наиболее вероятно, что морские отложения синхронны эпохе развития бореальной трансгрессии на севере Сибири, максимум которой большинство исследователей относит к среднему плейстоцену. Нижняя возрастная граница их не определена. Однако находка *Venericardia crebricostata* Krause, которая предположительно может характеризовать основание морской толщи, залегающее, главным образом, ниже уровня современного моря, не исключает и более древний ее возраст, так как в смежных регионах (Чукотка, Сахалин) эта форма встречается в плиоценовых и нижнечетвертичных отложениях. Вполне вероятно, что начало бореальной трансгрессии на территории Новосибирского архипелага относится к раннечетвертичному (раннеплейстоценовому) времени.

Верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) отложения

Отложения этого возраста широко распространены на всей территории, за исключением возвышенных участках островов. Среди них преобладающим развитием пользуются озерно-аллювиальные и в меньшей степени морские осадки. Кроме того, на островах Новая Сибирь и Фаддеевском встречаются погребенные ископаемые льды фирнового происхождения. Кровля рассматриваемых отложений совпадает с поверхностью аккумулятивной равнины, абсолютные высоты которой не превышают 60 м, подошва испытывает значительные колебания и иногда располагается ниже уровня моря.

Озерно-аллювиальные отложения лежат на размытой поверхности среднечетвертичных (среднеплейстоценовых) морских осадков и имеют довольно сложное строение.

На островах Новая Сибирь, Фаддеевском и Котельном нижняя часть разреза озерно-аллювиальной толщи представлена темно-серыми горизонтальнослоистыми глинистыми алевритами с тонкими прослоями светло-серых алевритовых песков, а также с прослоями и линзами торфа мощностью 0,2—0,5 м. Последние содержат стволы кустарников *Betula* sp. и *Salix* sp. Мощность алевритов 6—7 м.

На о. Большом Ляховском основание озерно-аллювиальной толщи сложено желтовато-серыми косослоистыми алевритами, содержащими многочисленные прослои перемытого торфа. Вверх по разрезу кося слоистость переходит в горизонтальную. В зоне контакта с прибрежно-морскими отложениями косослоистые алевриты выполняют полигональную сеть канав, сформированную в результате вытаивания ледяных жил, и образуют псевдоморфозы по ледяным клиньям. К ним приурочены древесные остатки: *Salix* sp., *Betula* sp., а также разнообразный комплекс пресноводных моллюсков: *Valvata*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Giraulus*, *Radix*. Мощность отложений около 10 м. Торфянистые алевриты перекрываются льдистыми коричневыми алевритами, залегающими в виде крупных линз мощностью до 6 м. Они имеют слоисторешетчатую криогенную структуру. В алевритах обнаружены пресноводные моллюски довольно однообразного родового состава: *Pisidium*, *Valvata*.

Анализ диатомовой флоры показал, что она представлена разнообразными пресноводными и почвенными формами *Pennales*. Наиболее часто встречаются виды: *Pinnularia borealis* E h v., *Pinnularia lata* var. *thuringiaca* (Rab h.) A. Mayer, *Hantzschia amphioxys* (E h r.) C r u s.

Палинологическим анализом в рассматриваемых отложениях установлено примерно равное соотношение пыльцы и спор. В пыльцевом комплексе преобладает пыльца *Betula* sp. и *Alnus* sp., присутствует пыльца *Pinus* (subgen. *Diploxylon*) sp., *P.* (subgen. *Haploxylon*) sp. и единичные зерна *Picea* sp. и *Corylus* sp. Пыльца трав встречается редко. Спорный комплекс составляют споры зеленых и сфагновых мхов.

Комплексы пыльцы и спор, а также остатки крупных кустарников наряду с разнообразным составом пресноводных моллюсков и диатомовых водорослей свидетельствуют о более теплых, относительно современных, климатических условиях в период накопления нижней части озерно-аллювиальной толщи, что обусловило продвижение древесной растительности к северу.

Верхняя, большая часть разреза озерно-аллювиальной толщи повсеместно представлена льдистыми темно-серыми и коричневыми алевритами, реже мелкозернистыми песками со скоплениями расти-

тельного детрита, состоящего из мелких остатков кустарничков и травянисто-моховой растительности. К верхней части толщи приурочены линзы торфа. Алевриты имеют обычно горизонтальную, реже волнистую и мелколинзовидную слоистость, пески всегда косослоистые. Льдистость породы обусловлена прослоями сегрегационного льда толщиной 3—5 см. С рассматриваемыми отложениями связана основная масса подземных льдов, залегающих в виде вертикальных жил длиной около 30 м и шириной до 10 м. В плане ледяные жилы образуют полигональную решетку с размером сторон внутриполигональных блоков не более 8—12 м. В контакте с жилами слои алевритов часто значительно деформированы. Текстура льда вертикально-полосчатая, обусловленная ориентировкой минеральных включений и пузырьков воздуха.

Ледяные тела, согласно современным представлениям, имеют повторно-жильное происхождение и сформированы в результате полигонального растрескивания почв одновременно с аллювиальным (преимущественно) осадконакоплением в условиях периодически увлажненной поверхности и сурового климата при постепенном погружении территории. Мощность отложений 15—40 м.

Озерно-аллювиальные отложения с сингенетическими повторно-жильными льдами содержат большое количество остатков млекопитающих верхнепалеолитического комплекса, среди которых определены *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип), *Bison priscus deminutus* Gr., *Equus caballus* L., *Rangifer tarandus* L., *Bos primigenius* Voij., *Ovibos moschatus* Zimm. Этот комплекс определяет верхнечетвертичный возраст вмещающих осадков.

Диатомовым анализом установлен пресноводный арктический комплекс форм однообразного видового состава.

В спорово-пыльцевом комплексе из этих отложений доминирует пыльца трав и споры. Пыльца древесных и кустарниковых пород (*Betula* sp., *Salix* sp., *Ericaceae*) встречается единично. В группе трав преобладает пыльца семейств Сагуорфиллацеае, Сурегасае, Граминаеае, Сомпозитае, в значительном количестве присутствует *Artemisia* sp. Среди спор более всего *Bryales*, постоянно встречаются *Polypodiaceae* и *Selaginella* sp.

Перечисленный комплекс наряду с другими признаками характеризует суровые климатические условия накопления льдистых осадков, которые связаны во времени с общим похолоданием климата и развитием верхнечетвертичного (верхнеплейстоценового) горного оледенения.

Озерно-аллювиальным отложениям с повторно-жильными льдами синхронны захороненные пластовые льды снежного происхождения, вскрывающиеся на северном и западном берегу о. Новая Сибирь и на восточном берегу о. Фаддеевского. Они прослежены в береговых обрывах на десятки километров непрерывным пластом мощностью от 3 до 10 м. Пласт льда перекрывается 15-метровой толщиной морских осадков, подошва его располагается ниже уровня современного моря. Лед однородный, прозрачный с редкими мелкими пузырьками воздуха, которые обычно имеют овальную форму и группируются на отдельных участках. Слоистость льда горизонтальная, обусловленная наличием тонких прослоев глинистого материала, которые чередуются через 5—7, а иногда 30 см. Почти повсеместно пласт разбит серией субвертикальных и наклонных трещин, по которым наблюдается смещение слоев с амплитудой, не превышающей 2—3 см.

Строение, а также пространственное и стратиграфическое положение льда довольно определенно свидетельствует о его снежном происхождении в эпоху позднечетвертичного (позднеплейстоценового) похолодания климата.

Морские отложения развиты в северной части островов Анжу. Они перекрывают пластовые ископаемые льды и озерно-аллювиальные образования, однако не исключено, что с верхними слоями последних морские отложения связаны фациальными переходами. На о. Котельном эти отложения слагают ингрессионную террасу высотой около 20 м в долинах наиболее крупных рек северного и западного побережья, а на низких островах имеют широкое площадное распространение и в результате новейших движений подняты на высоту от 30 до 50 м.

Рассматриваемые отложения представлены светло-желтыми и серыми мелко- и среднезернистыми песками, темно-серыми алевритами и глинами. Часто они содержат прослой и линзы валунно-галечного материала, а также отдельные валуны и гальки известняков, песчаников, кварцитов, гранитов, базальтов, туфов и диабазов. Максимальное содержание валунов приурочено к кровле горизонта, причем на поверхности морской равнины о. Новая Сибирь часто встречаются отдельные валуны гранитоидов и диабазов размером до 1,5 м, по-видимому, принесенные морскими льдами. Около выходов третичных пород морские отложения обогащены обломками и галькой бурого угля. Характерной особенностью этих отложений является линзовидное залегание и неустойчивость отдельных слоев, что свидетельствует о прибрежных и мелководных условиях их формирования. Довольно часто в морских отложениях присутствуют эпигенетические жилы льда небольшого (до 10 м) размера. Мощность отложений 35 м.

В глинах, а иногда и в песках обнаружены остатки морских моллюсков, из которых резко преобладают *Astarte borealis* var. *placenta* Mörch. и *A. montagui* f. *typica* (Dillwyn) Jensen, реже встречаются *Portlandia arctica* var. *aestuariorum* Moss., *P. intermedia* (m. Sars.), *Cardium ciliatum* Fabr., *Saxicava arctica* (L.), *Cyrtodaria kurriana* Dunker., *Mya truncata* L., *Neptunea borealis* (Phillips).

Диатомовым анализом установлены единичные экземпляры морских водорослей *Centrales*, большая часть которых является переотложенными третичными формами.

Верхнечетвертичный (верхнеплейстоценовый) возраст морских осадков определяется их залеганием на озерно-аллювиальной толще. По положению в разрезе их можно синхронизировать с отложениями позднеледниковой трансгрессии, имеющими широкое развитие в северной части Евразии и на Аляске.

Верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) — современные (голоценовые) отложения

К этому стратиграфическому подразделению относятся озерно-болотные осадки, выполняющие термокарстовые котловины, сформированные на поверхности верхнечетвертичной озерно-аллювиальной и морской равнин в результате таяния льдов. Широко развиты эти образования на островах Котельном, Фаддеевском, Новая Сибирь, Большом и Малом Ляховских. Представлены они светло-серыми сильно льдистыми алевритами и песками с линзами торфяников мощностью до 1,0 м и повторно-жильными льдами. Мощность отложений 6—7 м.

На о. Большом Ляховском в описываемых образованиях собраны озерные моллюски: *Pisidium nitidum* Jenyns, *P. conventus* Cless., *Sphaerium scaldianum* (Norm.), *Valvata aliena* West. и др. (определения Я. И. Старобогатова и А. П. Пуминова), а также обломки стволов березы и ольхи. Споры и пыльца содержатся в озерно-болот-

ных отложениях примерно в равных количествах. Они представлены главным образом пылью березы, ольхи, лиственницы, а также спорамии зеленых и сфагновых мхов. Пыльца трав встречается редко.

Современные (голоценовые) отложения

Современные отложения представлены ледниковыми, аллювиальными и морскими образованиями.

Ледниковые образования развиты вблизи современных ледников на островах Беннетта, Генриетты и Жаннетты. Они представлены моренами, состоящими из обломков местных пород неодинаковой степени окатанности и различной величины — до 1 м в поперечнике. Глинистый, алевритовый и песчаный материал встречается в незначительном количестве. Мощность морен достигает 20—25 м.

Аллювиальные образования слагают пойменные террасы рек. Характер этих осадков зависит от состава размываемых пород. Аллювий рек, прорезающих дочетвертичные отложения, состоит из щебнисто-галечного или песчаного материала, тогда как аллювий рек, текущих в области развития четвертичных отложений, сложен глинистыми алевритами или песками. Мощность современных аллювиальных отложений 3—8 м.

Морские отложения слагают вторую и первую террасы, пляжи и косы.

Осадки, слагающие вторую террасу высотой от 8 до 12 м, распространены главным образом на узких участках вдоль морских берегов. Лишь на Земле Бунге они занимают значительные площади, зачастую удаленные от моря.

Отложения этой террасы представлены глинистыми алевритами и реже песками. Вблизи выходов дочетвертичных пород к ним примешивается щебнисто-галечный материал. На Земле Бунге эти образования представлены светло-желтыми и серыми песками, содержащими редкий гравий, гальку и мелкие валуны песчаников, кварцитов, кварцевых порфиров, туфов, диабазов, гранитов и др.

Морские осадки, слагающие первую террасу высотой до 3—5, реже 8 м, занимают почти всю поверхность Земли Бунге и прилегающих к ней с севера небольших островов. На остальной части рассматриваемой территории они, так же как и осадки второй террасы, распространены на отдельных участках вдоль морских берегов.

По литологическому составу отложения первой морской террасы не отличаются от образований второй террасы. На Земле Бунге они представлены песками, в других районах — глинистыми алевритами и реже песками.

Морские пляжи и косы имеют небольшое развитие в прибрежной полосе островов. Пляжи узкой полосой протягиваются вдоль берегов, имеют ширину несколько десятков метров и высоту около 1 м. Лагуны отделяются от моря пересыпями и лишь через узкий проход в них осуществляется циркуляция морских вод. Отложения, слагающие пляжи и косы, отражают состав размываемых пород и представлены главным образом истыми суглинками и песками и реже песками с галькой и валунами.

МАГМАТИЗМ

Изверженные породы в пределах Новосибирских островов представлены различными по составу эффузивными и интрузивными образованиями позднепротерозойского(?), палеозойского, мезозойского и позднемезозойского — раннекайнозойского магматических циклов.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (?) МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Магматические породы этого цикла известны на южном берегу о. Большого Ляховского, где, по данным В. Н. Войцеховского и Ю. Н. Михалюка (1957), среди пород верхнего протерозоя (?) обнажаются шаровые лавы вариолитов видимой мощностью около 50 м. Величина отдельных сфероидов достигает 1,5—2 м, в верхней части потока она не превышает 15—25 см. Вариолиты представлены темно-зеленой плотной скрытокристаллической породой, на выветрелой поверхности которой выделяются более плотные вариолиты величиной до 12 мм. Основная масса породы состоит из слабодвупреломляющего агрегата, сложенного хлоритом, серпентином, карбонатом, лейкоксеном, эпидотом и пелитоморфными продуктами, в которые погружены микролиты плагиоклаза (андезина, по данным И. Я. Холмянского, 1936 г.) и редкие зерна оливина, замещенного хлорито-серпентином. В основной массе наблюдаются скелетные выделения рудного минерала и мелкие пустотки, выполненные хлоритом, радиальнолучистым цеолитом, кварцем и кальцитом. Вариолиты сложены неясновыраженным радиальнолучистым агрегатом микролитов плагиоклаза, переполненным пелитоморфными продуктами, с редкими включениями разложенного оливина. Вариолиты разбиты трещинами и зонами дробления, сцементированными сетью жил кварц-карбонатного состава.

По своему химизму (табл. 11) описанные вариолиты весьма близки к платобазальтам (по Дэли), отличаясь от последних лишь несколько пониженным содержанием кремнезема.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Изверженные породы палеозойского магматического цикла в пределах описываемой территории представлены средне-верхнепалеозойскими (?) диабазами и габбро-диабазами, известными только на островах Бельковском и Котельном.

Диабазы и габбро-диабазы, слагающие дайки (мощностью от 0,5 до 15 м) и пластовые интрузии (мощностью от нескольких до 100 м), представляют собой мелко- и среднекристаллические породы зелено-серого цвета с бластоофитовой, бластопойкилоофитовой и габброофитовой структурами. Габбро-диабазы, как правило, выполняют центральные участки мощных интрузивных тел и отличаются от диабазов только структурой. Породы в основном сложены измененным плагиоклазом (лабрадором), буроватым авгитом и оливином, образующим пойкилитовые включения в пироксене. Рудный минерал представлен титаномагнетитом, реже пиритом. Присутствует апатит, рутил и микропегматитовые сростания кварца с калиевым полевым шпатом. Из вторичных продуктов определены соссорит, пренит, серицит, кальцит, цеолиты, бурая роговая обманка, актинолит, эпидот, хлорит и серпентин. Встречаются отдельные интенсивно измененные участки, состоящие почти целиком из вторичных минералов. Приведенный Б. М. Куплетским (1930) химический анализ показывает, что диабазы о. Котельного, по сравнению с диабазами среднего состава (по Дэли), характеризуются несколько повышенным содержанием титана и пониженным содержанием щелочей и кремнезема.

В эндоконтактах и в редко встречающихся маломощных (10—15 см) дайках диабазы приобретают порфиристую структуру. Изменения вмещающих пород в экзоконтакте незначительны и выражаются в их уплотнении и слабом ороговиковании.

Химический состав интрузивных и эффузивных

Название породы и место отбора образца	Коллекция, № образца	Магматический цикл	Солеп		
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Вариолит (о. Б. Ляховский, 10—12 км восточнее мыса Бурус-Тас)	Колл. В. Н. Войцеховского, обр. 10460-3	Позднепротерозойский (?)	46,59	2,11	14,22
Диабаз (о. Котельный, устье р. Крестовой)	Колл. Э. В. Толля, обр. $\frac{275}{660}$	Палеозойский	47,00	2,50	16,69
Диабаз (о. Бельковский)	Колл. Г. А. Ермолаева, обр. 7228-а	То же	45,29	4,14	12,44
Диоритовый порфирит (о. Хопто-Терер)	Колл. В. Н. Войцеховского, обр. 10576	Мезозойский	57,89	1,20	17,78
Гранодиорит (о. Б. Ляховский, гора Хаптагай-Тас)	То же, обр. 10137	То же	64,55	0,62	16,26
Гранодиорит (о. Б. Ляховский, гора Эмий-Тас)	То же, обр. 10533	" "	63,28	0,82	15,80
Гранодиорит (о. Б. Ляховский, мыс Шалаурова)	То же, обр. 10546	" "	62,19	0,90	15,48
Адамеллит (о. Б. Ляховский, гора Гавришата-Тас)	То же, обр. 10252	" "	66,53	0,72	15,73
Адамеллит (о. Б. Ляховский, гора Санникова-Тага)	То же, обр. 10678	" "	71,60	0,36	14,81
Гранит биотитовый (о. Б. Ляховский, п-ов Кигилях)	То же, обр. 10007	" "	73,33	0,25	13,59
Гранит биотитовый (о. Б. Ляховский, п-ов Кигилях)	То же, обр. 10011	" "	73,26	0,21	13,9
Базальт (восточный берег о. Беннета)	Колл. Д. А. Вольнова и Д. С. Сорокова, обр. 152-6	Позднемезозойский—раннекайнозойский	50,60	3,03	13,32
То же	То же, обр. 155-2	То же	54,22	1,51	17,08
Оливиновый базальт (восточный берег о. Беннета)	То же, обр. 155-1	" "	46,78	1,60	17,44
Нефелиновый базальт (о. Вилькицкого)	Колл. эксп. Б. А. Вилькицкого	" "	41,18	2,34	11,69
Липарит (о. Котельный, долина р. Быльктах)	Колл. Э. В. Толля, обр. $\frac{314}{737}$	" "	70,73	0,35	13,95
Кварцевый порфир (Земля Бунге, возвышенность Евсекю-Булгунях)	Колл. О. А. Иванова, обр. 4911-3	" "	74,08	0,44	12,24
Туф лавовый (Земля Бунге, губа Большая)	Колл. А. В. Воронкова, обр. Б-22	" "	75,36	0,05	13,32

* С учетом влаги и CO₂.

Таблица 11

пород Новосибирских островов

жание, %

Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Cr ₂ O ₃	П.п.п.	Сумма	Влага	CO ₂
4,23	9,92	0,24	5,60	9,90	2,60	Сл.	0,17	0,07	0,06	4,55	100,26	0,46	1,94
1,93	11,09	0,14	6,81	8,87	1,45	0,26	—	—	—	—	99,69*	2,0	0,95
4,21	15,53	0,40	5,20	6,00	3,60	0,10	0,37	0,26	—	3,30	100,84	0,53	0,54
2,98	5,07	0,14	2,96	6,14	2,30	2,03	0,20	0,06	0,04	0,60	99,39	0,31	0,48
2,29	2,98	0,09	2,43	4,25	3,27	2,39	0,06	0,10	—	0,86	100,15	0,23	—
2,64	3,20	0,08	2,94	4,44	3,53	2,78	0,08	0,06	—	0,93	100,58	0,20	—
2,52	3,69	0,17	3,29	4,87	3,58	2,42	0,09	0,02	—	1,33	100,55	0,43	0,59
2,53	2,77	0,14	1,84	3,18	2,29	2,47	0,17	0,03	—	1,59	99,99	0,34	0,20
2,31	1,16	0,12	0,76	2,46	2,65	3,61	0,02	0,01	—	0,47	100,34	0,20	0,36
1,99	0,73	—	0,53	1,25	3,55	4,75	0,02	0,02	—	0,43	100,44	0,18	—
2,08	0,29	0,03	0,70	1,95	3,00	4,70	0,02	0,06	—	0,37	100,57	0,17	—
8,06	3,03	0,25	6,03	6,19	4,15	3,08	0,62	0,01	—	2,09	100,46	2,18	0,51
10,63	1,25	0,13	1,41	4,30	5,63	1,66	1,06	0,04	—	1,17	100,09	1,92	0,43
7,65	6,95	0,30	4,97	7,77	3,74	0,87	0,47	0,01	—	2,00	100,55	1,24	0,84
5,41	7,94	0,32	10,58	9,58	5,88	3,08	1,25	—	—	—	99,25	—	—
0,95	1,83	0,04	0,04	1,56	2,83	4,43	—	—	—	—	100,65*	3,94	Сл.
2,36	0,95	0,09	0,31	1,42	2,52	5,14	0,14	0,01	—	0,71	100,40	0,86	0,59
0,79	1,10	0,28	0,35	—	0,09	3,12	0,8	0,50	—	4,68	100,44	1,20	0,17

Как на о. Бельковском, так и на о. Котельном дайки и силлы диабазов и габбро-диабазов залегают только среди палеозойских отложений (до верхнего девона включительно). Ввиду того что внедрение их произошло, по-видимому, до проявившейся в конце карбона складчатости, возраст диабазов условно принят как средневерхнепалеозойский.

МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Изверженные породы мезозойского магматического цикла в пределах Новосибирского архипелага пользуются значительным распространением и представлены разнообразными по составу интрузивными и эффузивными образованиями.

Интрузивные породы

Интрузивные образования, представленные разновидностями от ультраосновного до кислого состава, широко распространены на о. Большом Ляховском.

М. М. Ермолаев в 1947 г. отметил небольшие поля ороговикованных пород на о. Генриетты и метаморфизованные породы на о. Жаннетты, объясняя их появление наличием интрузивных тел, еще не вскрытых эрозией. На о. Котельном известны дайки долеритов, по-видимому, нижнемелового возраста.

Ультраосновные породы

Ультраосновные породы найдены В. Н. Войцеховским и Ю. Н. Михалюком в 1956 г. среди элювиально-делювиальных развалов на о. Большом Ляховском, у восточной оконечности горы Эмий-Тас, где они, вероятно, образуют небольшую штокоподобную интрузию или дайку, прорывающую протерозойские кристаллические сланцы.

Ультраосновные породы, среди которых выделяются перидотиты и измененные пироксениты, представляют собой черные с зеленоватым оттенком мелко- и среднекристаллические породы. Перидотиты обладают панидиоморфнозернистой структурой и состоят из оливина, моноклинного пироксена и рудного минерала. Оливин сравнительно свежий, и лишь по трещинкам отмечаются выделения рудного минерала и серпентино-хлорита. Пироксен замещается актинолитом. Измененные пироксениты обладают гранолепидонематобластовой структурой, на отдельных участках наблюдается реликтовая призматически-зернистая структура. Сильно корродированные зерна моноклинного пироксена замещаются актинолитом, нередко образующим псевдоморфозы по пироксену. Актинолит в свою очередь замещается хлоритом и минералами группы эпидота-цоизита.

На южном берегу о. Большого Ляховского, в 20—25 км западнее мыса Шалаурова, В. Н. Войцеховским и Ю. Н. Михалюком в 1956 г. встречены делювиальные обломки ультраосновных нацело серпентинизированных пород, происхождение которых и возраст неизвестны.

Основные породы

Интрузивные породы основного состава представлены долеритами, слагающими дайку мощностью до 2 м, которая прорывает верхнетриасовые отложения в северо-западной части о. Котельного, на берегу лагуны Станции. Долериты обладают интерсертальной, толеито-

вой, участками пойкилоофитовой структурой. Порода сложена лабрадором, буроватым титансодержащим авгитом и рудным минералом. Встречаются скопления иддингсита и хлорита, по всей вероятности, выполняющие псевдоморфозы по оливину. Интерстиции породы выполнены стекловатым базисом, по которому развиваются хлорит и иддингсит, с кристаллитами и дендритовидными выделениями рудного минерала. Пустотки неправильной формы заполнены кальцитом и сферолитовыми агрегатами хлорита.

По-видимому, подобные же породы были встречены Э. В. Толлем (1899) на о. Котельном среди триасовых отложений у р. Балыктах.

Породы среднего состава

Интрузивные породы среднего состава — диоритовые порфириды — образуют небольшие гипабиссальные интрузии, расположенные в юго-восточной части о. Большого Ляховского, где они прорывают толщу нижнепротерозойских (?) кристаллических сланцев.

Диоритовые порфириды — серые, темно-серые, зеленовато-серые порфировые породы с микроаллотриоморфнозернистой, микрогранитовой, участками микропегматитовой основной массой. Фенокристаллы представлены зональным плагиоклазом и гиперстеном. Реже встречаются порфировые выделения рудного минерала и кварца. Плагиоклаз серицитизирован, реже сосюритизирован. Гиперстен по периферии замещается амфиболом. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца, реже отмечаются хлоритизированный амфибол, биотит, пироксен, рудный минерал, апатит и циркон.

Диоритовые порфириды встречены также на о. Хопто-Терер. По сравнению с диоритами среднего состава (по Дэли), они характеризуются несколько повышенным содержанием кремнезема, глинозема и калия, а также пониженным количеством окиси магния.

Аналогами интрузий диоритовых порфиритов, по всей вероятности, являются отмеченные М. М. Ермолаевым (1947) интрузии пород диоритового состава и авгитовых порфиритов, секущие меловые (?) отложения на о. Генриетты.

Кислые породы

Гранитоиды, представленные разновозрастными гранодиоритами, адамеллитами и близкими к ним гранитами, а также более молодыми биотитовыми гранитами, слагают различные по величине массивы на о. Большом Ляховском.

Гранодиориты, адамеллиты и граниты являются, по всей вероятности, дифференциатами одной магмы и слагают как самостоятельные интрузии, так и различные участки крупных интрузий.

Гранодиориты слагают интрузии, обнажающиеся в массивах гор Хаптагай-Тас и Эмий-Тас. В районе западного отрога горы Эмий-Тас среди гранодиоритов наблюдается участок, сложенный адамеллитами.

Адамеллиты образуют интрузии, выходы которых отмечались на горе Санников-Тага и в массиве Гавриша-Тас. Адамеллиты массива Гавриша-Тас являются, по всей вероятности, краевой фацией интрузии гранитов, слагающих возвышенность Усук-Хая.

Интрузии гранодиоритов, адамеллитов и гранитов рвут протерозойские образования, а также дайки и интрузии диоритовых порфиритов и в свою очередь прорваны интрузиями биотитовых гранитов (полуостров Кигилях, мыс. Шалаурова). Гранодиориты, адамеллиты и гра-

ниты образуют довольно крупные интрузии, вероятно, батолитового типа. Контакты интрузии с вмещающими породами, как правило, пологие. Площади выходов интрузии различны и варьируют в пределах от 1—2 до 120 км².

Гранодиориты представляют собой среднезернистые равномерно-зернистые (реже мелкозернистые и порфиоровидные) породы гипидиоморфнозернистой структуры с участками микропегматитового строения. Основными минералами являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит и роговая обманка. Акцессорные минералы представлены ортитом, цирконом, апатитом, рудным минералом и турмалином. Реже встречаются сфен и ксенотим. В протолочке гранодиоритов с о. Большого Ляховского были отмечены гранат, рутил, корунд, халькопирит и молибденит.

Вторичные изменения пород выражаются в серицитизации, сосюритизации и карбонатизации плагиоклаза, пелитизации калиевого полевого шпата, хлоритизации и эпидотизации роговой обманки и биотита. Реже наблюдается развитие биотита по роговой обманке, а также амфиболизация пироксенов. Гранодиориты массивов Хаптагай-Тас и Эмий-Тас по своему химическому составу отличаются от типичных гранодиоритов пониженным содержанием кремнезема и несколько повышенным количеством фемических компонентов.

В краевых участках интрузий гранодиориты, как правило, приобретают порфиоровидную структуру, местами переходят в гранодиорит-порфиры и содержат большое количество ксенолитов вмещающих пород. Севернее горы Хаптагай-Тас обнажается небольшой выход гиперстенсодержащих кварцевых диоритов, являющихся, по всей вероятности, краевой фацией интрузии гранодиоритов массива Хаптагай-Тас. И. Я. Холмянским в 1936 г. отмечалось присутствие моноклинного пироксена в эндоконтакте гранодиоритов массива Эмий-Тас с амфиболовыми кристаллическими сланцами.

В контакте с биотитовыми гранитами в гранодиоритах развиваются черный железистый биотит, характерный для гранитов, а также наблюдаются новообразования мелкочешуйчатого коричневого биотита, образующего розетковидные скопления.

Адамеллиты горы Гавриша-Тас представляют собой серые породы, обладающие порфиоровидной структурой с гранитовой структурой основной массы. Отмечаются участки аллотриоморфнозернистой и микропегматитовой структуры. Адамеллиты состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита. Встречаются хлорит, эпидот-цоизит, апатит, сфен, титаномagnetит, циркон, гранат и турмалин, образующий так называемые турмалиновые солнца. В искусственном шлихе, полученном из протопочки, обнаружены, кроме того, моноклинный пироксен и андалузит.

По своему химическому составу адамеллиты занимают промежуточное положение между гранитами и гранодиоритами. В приконтактных участках адамеллитов отмечается уменьшение зернистости породы, обилие ксенолитов вмещающих пород и вкрапленников граната (альмандина).

Адамеллиты горы Санникова-Тага характеризуются мелкозернистостью и отличаются от адамеллитов горы Гавриша-Тас присутствием роговой обманки. Наблюдающиеся в адамеллитах резорбированные зерна плагиоклаза и роговой обманки, рекристаллизация кварца и плагиоклаза, а также розетковидные образования контактово-метаморфического биотита, часто обрастающие зерна рудного минерала, являются, по-видимому, следствием воздействия более молодой интрузии биотитовых гранитов.

Граниты возвышенности Усук-Хая представляют собой однородные среднезернистые порфиroidные породы с гранитовой структурой основной массы, сложенные пелитизированным калиевым полевым шпатом, образующим порфиroidные выделения, плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой и бурым биотитом. В небольших количествах присутствуют циркон, апатит и рутил; биотит, как правило, хлоритизирован. Наблюдаются микропегматитовые сростания кварца и калиевого полевого шпата.

Породы дайкового комплекса, образование которых связано с вышеописанными кислыми интрузиями, распространены весьма широко и представлены гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, мелкозернистыми порфиroidными гранитами, микрогранитами, гранит-аплитами и аплитами.

Биотитовые граниты слагают интрузии, выходы которых располагаются на полуострове Кигилях. Они прорывают верхнепротерозойские (?) образования, а также адамеллиты и гранодиориты.

Граниты среднезернистые, неравнозернистые, светло-серого цвета, обладают гранитовой структурой с порфиroidными выделениями калиевого полевого шпата.

Биотитовые граниты сложены пелитизированным калиевым полевым шпатом (микрпертитом), кварцем, кислым плагиоклазом и железистым биотитом. По биотиту наблюдается развитие хлорита, реже мусковита. Акцессорные минералы представлены рудным минералом, цирконом, ортитом, апатитом, флюоритом, сфеном, рутилом, турмалином, топазом.

По химическому составу биотитовые граниты полуострова Кигилях отличаются от среднего состава щелочноземельных гранитов повышенным содержанием кремнезема и несколько пониженным количеством фемических компонентов.

В зоне эндоконтакта биотитовые граниты становятся порфиroidными и характеризуются более низким содержанием кремнезема и повышенным содержанием калия. Наблюдается послонное проникновение гранитов во вмещающие породы, а также ксенолиты последних в гранитах. Породы дайкового комплекса, связанные с интрузиями биотитовых гранитов, представлены аплитами, аплитовидными гранитами и гранит-порфирами.

Нижнемеловой возраст описанных интрузивных образований устанавливается на основании следующих соображений. Б. В. Пепеляевым отмечен активный контакт кислых и средних интрузий с нижнемеловыми породами на материке южнее Новосибирских островов (мыс Святой Нос). Абсолютный возраст биотитовых гранитов полуострова Кигилях, определенный по биотиту Э. К. Герлингом, составляет 112 млн. лет, что приблизительно соответствует середине нижнемеловой эпохи. Установлена следующая последовательность внедрения интрузий: диоритовые порфириты и диориты-гранодиориты, адамеллиты, биотитовые граниты. Возрастное положение ультраосновных и основных пород неясно. Интрузивная деятельность мезозойского магматического цикла началась, вероятно, внедрением ультраосновных пород, что позволяет условно считать их нижнемеловыми. Возраст долеритов, прорывающих верхнетриасовые отложения, за неимением более полных данных, также условно принимается нижнемеловым.

Наиболее интенсивные приконтактные изменения во вмещающих породах наблюдаются в контактах с гранитоидами. В непосредственной близости от интрузий осадочные породы превращены в различные роговики, среди которых широко развиты биотитовые, биотито-кордиеритовые, двуслюдяные, пироксено-биотитовые, пироксеновые, пироксено-

скаполитовые, амфиболовые, биотито-амфиболовые, кварц-альбитовые, андалузитовые и кордиерито-андалузитовые роговики. В удалении от интрузий в сланцах наблюдаются пятнистые структуры и новообразования контактово-метаморфического биотита. Породы уплотняются и приобретают раковистый излом. Протерозойские кристаллические сланцы в контакте с гранодиоритами теряют гнейсовидный облик.

Эффузивные породы

Эффузивные образования мезозойского магматического цикла представлены нижнемеловыми (?) вулканогенными породами среднего состава и нижнемеловыми — верхнемеловыми (?) базальтами и щелочными базальтоидами.

Нижнемеловые (?) эффузивы среднего состава

Нижнемеловые (?) эффузивные образования, представленные авгитовыми порфиритами, слагают покровы в разрезе меловых (?) отложений о. Генриетты (Ермолаев, 1947 г.). Это темно-серые с зеленоватым оттенком породы с порфиоровыми выделениями плагиоклаза и измененного авгита. Основная масса породы сложена микролитами альбитизированного плагиоклаза, хлоритом, эпидотом, кварцем, измененным стеклом и другими вторичными продуктами.

Нижнемеловой возраст средних эффузивов о. Генриетты В. Н. Войцеховским устанавливается условно на основании сходства их с андезитами и порфиритами, распространенными среди нижнемеловых отложений мыса Святой Нос.

Нижнемеловые — верхнемеловые (?) базальты и щелочные базальтоиды

Нижнемеловые — верхнемеловые (?) базальты распространены на о. Беннетта, где они, по данным Д. А. Вольнова и Д. С. Сорокова (1961), слагают две толщи. Нижняя толща состоит из маломощных (до 15 м) покровов, в строении же верхней участвуют покровы мощностью до 100 м.

Базальты — плотные почти черные породы, обладают интерсертальной, участками пойкилоофитовой структурой и сложены лабрадором, реже андезин-лабрадором, бурым авгитом, оливином, рудным минералом, апатитом и бурым хлоритизированным стеклом. Плагиоклаз местами серицитизирован, хлоритизирован, альбитизирован. Оливин замещается иддингситом, хлоритом, редко серпентином. В интерстициях встречаются опал, карбонат и цеолиты. Микролитовые пустоты породы выполнены опалом, анальцимом, хлоритом и цеолитами.

Базальты нижней толщи, по сравнению с базальтами верхней, более измененные. Среди них широко развиты пузырчатые базальты, сложенные бурым измененным стеклом с микролитами плагиоклаза и порфиоровыми вкрапленниками разложенных оливина и пироксена. Обильные миндалины выполнены хлоритом, кальцитом, анальцимом, томсонитом и другими цеолитами, среди которых Б. М. Куплетским (1930 г.) отмечен шабазит. Наблюдающиеся в пузырчатых базальтах прожилки и гнезда заполнены крупнокристаллическим агрегатом кальцита, цеолитами и кристаллами белого анальцима.

Малоизмененные базальты верхней толщи по химическому составу близки к базальтам среднего состава (по Дэли). Измененные базальты нижней толщи характеризуются пониженным содержанием магния и

кальция, превышением окиси железа над закисью и повышенным содержанием кремнезема и натрия, что является, по всей вероятности, следствием воздействия на породы гидротермальных растворов.

Литокластические и витрокластические туфы, образующие в нижней толще редкие прослойки, обладают псефито-псаммитовой структурой и сложены обломками базальтов и стекла, сцементированными карбонатизированным агрегатом, состоящим из пепла, обломков хлоритизированного стекла и основного плагиоклаза.

Распространенные на о. Вилькицкого нефелиновые базальты, по описанию О. О. Баклунда (1915), представлены серыми, зеленовато-серыми плотными, частью пузыристыми породами. Основная масса сложена тонкими призмочками пироксена, зернами оливина, нефелина, магнетита и иголочками апатита, как бы сцементированными прозрачным анальцитом. Фенокристаллы представлены оливином, центральные зоны которого близки к форстериту. Реже наблюдаются вкрапленники нефелина и титан-авгита.

По химическому составу нефелиновые базальты о. Вилькицкого, по сравнению со средними нефелиновыми базальтами, характеризуются повышенным содержанием щелочей, особенно калия, и пониженным количеством глинозема. Пузыристые разности нефелиновых базальтов сложены бурым стеклом с прозрачными выделениями нефелина, опациitizedованными фенокристаллами оливина, титан-авгита и рудной вкрапленностью.

Просмотр образцов эффузивов, доставленных в 1914 г. экспедицией Б. Вилькицкого с о. Жохова, позволил В. Н. Войцеховскому выделить базальты и черные пузырчатые лавы, представленные породами лимбургитовой фации.

Возможно, базальты о. Жохова также щелочные, в пользу чего говорит присутствие в породе титан-авгита. За неимением каких-либо достоверных материалов эффузивные образования о. Жохова и о. Вилькицкого параллелизуются с базальтами о. Беннетта, хотя не исключена вероятность, что они являются более молодыми, о чем свидетельствует исключительная свежесть пород.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ — РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Верхнемеловые — олигоценовые кислые эффузивы

Выходы кислых эффузивов верхнемелового — олигоценового возраста, представленных липаритами и их туфами, известны на о. Котельном, Земле Бунге и о. Фаддеевском.

Липариты и кварцевые порфиры — белые, светло-серые и серые порфировые породы с фенокристаллами кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и очень редко рудного минерала. В липаритах о. Котельного встречены фенокристаллы гиперстена. Основная масса породы стекловатая, микрофельзитовая, реже микропйкилитовая и сферолитовая, часто обладает флюидалной текстурой. Отмечаются мелкие зерна циркона и чешуйки биотита. Мелкие пустоты породы выполнены халцедоном и опалом. Приведенный химический анализ липаритов (см. табл. 11) указывает на незначительные отклонения их состава от среднего липарита (по Дэли).

Туфы кислых эффузивов распространены в южной части Земли Бунге. Это светло-серые породы, сложенные частично перекристаллизованным пелитизированным пепловым материалом, в который погружены обломки зерен кварца. Мелкие пустоты породы заполнены халцедоном.

ТЕКТОНИКА

Тектоническое строение района Новосибирских островов в связи с недостаточностью фактического материала на протяжении многих лет трактовалось весьма различно. Первые исследователи Э. В. Толль и К. А. Волоссович отмечали сложное тектоническое строение о. Котельного, при этом Э. В. Толль противопоставлял ему более простой в этом отношении район о. Беннетта, параллелизуя строение последнего со Средне-Сибирским плоскогорьем.

В начале тридцатых годов на первой схеме районирования Северо-Востока СССР Н. С. Шатским и А. Д. Архангельским была выделена докембрийская плита островов Де-Лонга. В 1934 г. С. В. Обручев включил Новосибирские острова в Колымскую платформу, которая распространялась и на низовья рек Колымы и Индигирки. Несколько позже, в 1938 г., с накоплением материалов он выделил вдоль побережья восточнее устья Лены Чукотскую оросинклиналь, разделив Колымскую платформу на две: южную — Колымскую и северную — Гиперборейскую. Тем самым была поддержана идея Н. С. Шатского, высказанная им еще в 1935 г., о существовании в Полярном бассейне древней Гиперборейской платформы, охватывающей и Новосибирские острова.

В противоположность этим взглядам М. М. Тетяев (1935) отрицал существование Гиперборейской платформы и считал, что архипелаг располагается в пределах складчатой области. Эту идею позже разделяли Т. Н. Спизарский, И. П. Атласов, М. М. Ермолаев и др.

Существование Гиперборейской платформы в дальнейшем признавалось П. Н. Кропоткиным и Е. Т. Шаталовым (1936 г.), группой магаданских геологов (Н. П. Аникеев, И. Е. Дабкин, Б. Б. Евангулов, А. В. Зимкин и др.), Д. Г. Пановым, Ю. Н. Поповым, Ю. М. Пущаровским, Н. В. Черским и другими в составленных ими тектонических схемах. Положение южной границы платформы на схемах и картах отдельных авторов варьировало в значительных пределах; иногда она охватывала Новосибирские острова частично, иногда располагаясь севернее их.

Значительно пополнились геологические данные по Новосибирским островам в 1955—1956 гг. благодаря исследованиям, проведенным Институтом геологии Арктики. В обобщающей работе Д. С. Сорокова, Д. А. Вольнова и В. Н. Войцеховского район Новосибирских островов разграничивался на ряд участков, отличающихся историей геологического развития. Как область слабых дислокаций был выделен район островов Беннетта, Жохова и Вилькицкого, где не зафиксировано проявлений мезозойских и кайнозойских складчатых движений, сыгравших значительную роль на остальных частях архипелага. Острова Большой и Малый Ляховские, Столбовой, Бельковский, Котельный, Земля Бунге, Фаддеевский были отнесены к Ляховской складчатой зоне, где устанавливаются проявления протерозойского (?), палеозойского и мезозойского циклов тектогенеза. Строение островов Генриетты и Жаннетты позволило авторам предположительно отнести их к Генриеттской складчатой зоне, расположенной восточнее области слабых дислокаций и протягивающейся тоже в северо-западном направлении. В верхнем мелу, палеоцене и эоцене в районе островов Новая Сибирь, Фаддеевский, Земля Бунге и прилегающих участков акваторий морей сформировалась Новосибирская наложенная впадина. Она возникла на гетерогенном основании, захватив южные участки области слабых дислокаций и восточные части Ляховской нижнемеловой складчатой

зоны. Формирование впадины сопровождалось характерным проявлением кислых эффузивов позднемезозойского — кайнозойского цикла.

В 1962—1964 гг. сотрудники Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР под руководством К. Б. Мокшанцева опубликовали ряд работ с описанием тектонического строения Якутской АССР и, в частности, района Новосибирских островов. В этих работах, по аналогии с более южными районами, как основную структуру авторы выделяют Новосибирский массив, охватывающий острова Беннетта, Жохова, Вилькицкого, Новая Сибирь, Фаддеевский и восточную часть Земли Бунге. С запада массив граничит с Котельническо-Ляховской антиклинальной зоной, а с востока с Анюйской антиклинальной зоной.

Выделение Новосибирского массива в таких границах произведено, по нашему мнению, неправильно. На основании имеющегося в настоящее время материала как жесткий массив можно рассматривать только область слабых дислокаций — район островов Беннетта, Жохова и Вилькицкого.

В 1963—1965 гг. Институт геологии Арктики проводил региональные геофизические исследования морей Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского, включая и Новосибирские острова. В настоящем разделе геологическая интерпретация ряда участков основана на данных этих исследований.

В процессе геологического развития Новосибирских островов выделяется ряд этапов, отделенных друг от друга значительными перестройками тектонического плана: раннепротерозойский (?), позднепротерозойский (?), палеозойский, мезозойский и позднемезозойский-раннекайнозойский.

Раннепротерозойский (?) этап характеризовался геосинклинальными условиями и закончился складчатостью. В позднепротерозойский (?) этап, возможно, захвативший и начало палеозоя, в районе Ляховской складчатой зоны развивался прогиб, близкий по составу осадочных формаций к эвгеосинклинальному. Вероятнее всего, это погружение закончилось складчатостью, но отсутствие непосредственных взаимоотношений верхнепротерозойских (?) и палеозойских пород не позволяет говорить об этом в утвердительной форме. С начала следующего, палеозойского этапа район Новосибирских островов развивался в условиях субплатформенного режима. В позднем девоне в Ляховской складчатой зоне он сменился резким погружением и образованием миогеосинклинального прогиба, развитие которого завершилось в средне- и позднекарбонное время складчатостью и воздыманием. Район островов Беннетта, Жохова и Вилькицкого таких резких погружений не испытывал, в связи с чем и сформировавшиеся там структуры были проще.

В начале мезозойского цикла после длительного перерыва в Ляховской и Генриеттской зонах произошло новое заложение прогибов геосинклинального типа северо-западного простирания. В Ляховской зоне развивались два прогиба: один — юго-западнее Ляховских островов, включая о. Столбовой и район мыса Святой Нос, и второй — северо-восточнее их, захватив о. Котельный, Землю Бунге и о. Фаддеевский. Район островов Большого и Малого Ляховских в противоположность прогибам уже на ранних стадиях цикла испытывал тенденцию к поднятию и развивался как геоантиклиналь. Проявление мезозойской складчатости в прогибе о. Котельного, вероятнее всего, завершилось еще в юрский период, а в юго-западном участке — в нижнем мелу. Складчатость сопровождалась внедрением гранитоидов на о. Большом Ляховском и мысе Святой Нос.

В районе островов Беннетта, Жохова и Вилькицкого дислокации мезозойского цикла не зафиксированы. Вероятно, на протяжении мезозоя этот участок развивался в иных условиях, чем соседние территории, являясь более устойчивым в тектоническом отношении.

Позднемезозойский — раннекайнозойский этап тектонического развития оказал существенное влияние на формирование юго-восточной части территории архипелага. С конца нижнего мела здесь образовалась глубокая Новосибирская впадина, выполненная угленосными и осадочно-вулканогенными отложениями, подвергшимися в конце эоцена довольно интенсивным дислокациям.

В современной тектонической структуре района Новосибирских островов выделяется: Ляховская нижнемеловая складчатая зона, Генриеттская нижнемеловая складчатая зона, область слабых дислокаций (Беннеттский массив) и Новосибирская посленижнемеловая внутренняя впадина.

Ляховская нижнемеловая складчатая зона охватывает острова Котельный, Бельковский, Большой и Малый Ляховские и Столбовой. Наиболее приподнятая часть зоны, где обнажаются протерозойские (?) образования, прорванные меловыми гранитоидами, протягивается в запад-северо-западном направлении через о. Большой Ляховский. К северо-западу сводовая часть Ляховской складчатой зоны; по данным аэромагнитных работ 1955 г., фиксируется у юго-западного берега о. Котельного и южного — о. Бельковского. Здесь наблюдается частая смена положительных и отрицательных аномалий, свидетельствующая о сложном и неоднородном строении района. Тектоническое строение островов Бельковского и Котельного более простое. Вероятно, они располагаются на северо-восточном крыле Ляховской складчатой зоны. С востока структуры этой зоны перекрыты более поздней наложенной Новосибирской внутренней впадиной. К восток-юго-востоку от о. Большого Ляховского структуры осевой части Ляховской зоны, вероятно, протягиваются под дном части Восточно-Сибирского моря в низовья рек Индигирки и Колымы к Аноуйской антиклинальной складчатой зоне.

Нижнепротерозойские (?) кристаллические сланцы, наблюдавшиеся в нескольких коренных выходах на о. Большом Ляховском у мыса Шалаурова, залегают с падением на восток-юго-восток под углом 30—45°. Отложения верхнего протерозоя (?) собраны в сложные складки шириной до 250 м с общим запад-северо-западным простиранием. Углы падения на крыльях колеблются от 30 до 90°. В районе полуострова Кигилях наблюдается падение осевых плоскостей на юго-запад под углом 20—30°. Подобное же падение осевых плоскостей складок выявлено на юго-западном крыле Ляховской зоны в районе мыса Святой Нос.

На островах Столбовом и Малом Ляховском из дочетвертичных отложений обнажаются только породы валанжинского яруса нижнего мела. На о. Столбовом они слагают одну крупную синклинальную структуру северо-западного простирания, осложненную рядом мелких складок. Углы падения на крыльях складок обычно составляют 10—25°, достигая местами 40°. На о. Малом Ляховском валанжинские отложения смяты в мелкие складки с углами падения до 30°. Простирание пород северо-западное. Вероятно, в структурном отношении эти острова являются частями синклинорных структур второго порядка.

Структуры Большого и Малого Ляховских островов и о. Столбового осложнены многочисленными дизъюнктивными нарушениями типа сбросов-взбросов с амплитудами до нескольких десятков метров. Направление их обычно совпадает с простиранием складок. На полуострове Кигилях мелкие разрывы приурочены к осевым плоскостям скла-

док. На о. Столбовом со сбросами связаны небольшие надвиги с углами наклона плоскостей около $20\text{--}30^\circ$.

На островах Котельном и Бельковском развиты дислоцированные палеозойские и мезозойские отложения и горизонтальнолежащие олигоценовые, неогеновые и четвертичные породы. Палеозойские отложения и породы триасовой системы характеризуются значительной дислоцированностью, а угленосные нижнемеловые — слабой. Смятые в складки породы образуют на этих островах три структуры второго порядка — два антиклинория и синклиний.

Наиболее сложно построен Чекурский антиклинорий, расположенный в юго-западной части о. Котельного и на о. Бельковском. В строении этой структуры участвуют отложения верхнего ордовика, силура, девона и карбона. Шарнир антиклинория по простиранию с северо-запада на юго-восток дважды погружается. Первый раз это фиксируется в бассейне р. Чукочьей и второй раз — в южной части острова, где палеозойские отложения перекрыты триасовыми породами. На о. Котельном в антиклинории выделяются четыре антиклинальные и три синклинальные структуры. На о. Бельковском отмечена одна антиклиналь и одна синклиналь. На крыльях этих структур третьего порядка развиты более мелкие складки. Углы падения в присводовых частях антиклиналей колеблются в пределах $20\text{--}30^\circ$, увеличиваясь на крыльях до $40\text{--}60^\circ$, реже до 80° . Строение антиклинория осложнено разрывными нарушениями. По одному из них юго-западная половина структуры опущена. Разломы значительной амплитуды фиксируются в южной части о. Котельного и на о. Бельковском. Кроме того, здесь же выявлены в большом количестве мелкие дизъюнктивы, не оказывающие влияния на общий структурный план участка.

Балыктахский синклиний развит в центральной части о. Котельного, в пределах бассейнов рек Балыктах, Пшеничиной и Катанки. В его строении участвуют породы нижнего и среднего девона и триаса. Шарнир синклиния от верховьев р. Балыктах погружается на юго-восток и северо-запад. В связи с этим в мульдах синклиналей как северо-западной части синклиния, так и юго-восточной, залегают более молодые, триасовые отложения. В строении синклиния участвуют три синклинальные и две антиклинальные складки, крылья которых осложнены структурами более высоких порядков. Углы падения пород в северо-западной части синклиния на крыльях складок невелики и составляют $20\text{--}30^\circ$. В юго-восточной части они часто достигают $50\text{--}60^\circ$. Юго-восточная часть синклиния сложена нижнемеловыми угленосными отложениями. Они залегают с падением на восток под углом $5\text{--}15^\circ$.

Решетниковский антиклинорий, охватывающий северо-восточную и северную части о. Котельного, обладает одной особенностью, отличающей его от других структур. Здесь в связи с виргацией осей структур простирание их изменяется с юго-восточного на юго-западное и широтное на северной оконечности острова. В ядре антиклинория обнажаются породы среднего и верхнего ордовика, силура, а на крыльях — нижнего — среднего девона. Антиклинорий в бассейне р. Решетникова слагают четыре антиклинальные и три синклинальные складки. У восточного обрыва гряды Шмидта количество складок увеличивается на одну антиклинальную и одну синклинальную за счет виргации одной из структур. Все структуры осложнены более мелкими складками. Шарниры складок Решетниковского антиклинория погружаются как на северо-запад, так и на юго-восток, причем в юго-восточном направлении погружение значительно усиливается вдоль восточного склона гряды Шмидта. Большинство складок антиклинория симметричные, с углами

падения от 30 до 50° и лишь в верховьях р. Кожевина наблюдается антиклинальная складка с очень пологим южным крылом (10—15°) и крутым северным (до 75°).

Дислоцированные палеозойские и мезозойские отложения, а также лежащие горизонтально олигоценые, неогеновые и четвертичные породы разбиты серией сбросов. По протяжению некоторые сбросы прослежены на 100—130 км. В большинстве они имеют почти меридиональное простирание, реже юго-восточное и юго-западное. По отношению к простиранию пород большинство сбросов косые, некоторые близки к продольным и очень малое количество их можно отнести к разряду поперечных. Почти все сбросы открытые и сопровождаются тектоническими брекчиями по сбрасывателям. Амплитуды относительных вертикальных перемещений достигают 1500—2000 м, хотя в большинстве случаев колеблются в пределах десятков — первых сотен метров; иногда наблюдаются небольшие горизонтальные смещения. Некоторые сбросы в современном рельефе выражены в виде уступов, например, вдоль восточного склона гряды Шмидта, по долинам рек Юэттэх-Салаа, Киенг-Ураса и др.

Геофизические исследования, проведенные в 1963—1965 гг., показали, что основной части территории Ляховской складчатой зоны свойственно повышенное аномальное поле, на фоне которого выделяются два участка существенно повышенных значений гравитационного поля. Один из них охватывает Ляховские острова, пролив Дмитрия Лаптева, район Святого Носа и значительные площади Восточно-Сибирского моря восточнее о. Большого Ляховского. Границы второго приблизительно соответствуют очертаниям Земли Бунге и о. Котельного и включают небольшие площади моря севернее их. С юга, запада и северо-запада участки повышенных значений аномального поля окружены полосой шириной до 100—150 км пониженного и местами отрицательного поля, на фоне которого развиты две интенсивные положительные аномалии над островами Столбовым и Бельковским. Известно, что положительные аномалии обычно приурочены к платформенным областям с неглубоким залеганием фундамента, а отрицательные — характеризуют области существенных опусканий. Применительно к району о. Котельного, где зафиксировано складчатое строение всех отложений до триаса включительно и значительные их мощности, можно предположить, что строение гравитационного поля отражает платформенный этап развития территории в позднем мезозое и кайнозое после нижне-меловой, а возможно, юрской складчатостей. Также возможно, особенно на примере резких небольших положительных аномалий, соответствующих контурам приподнятых блоков островов Столбового и Бельковского, что характер гравитационного поля отражает неотектонические положительные движения.

Аэромагнитные данные также подтверждают складчатое строение района о. Котельного, Земли Бунге и о. Фаддеевского с северо-западным простиранием структур. На севере эта складчатая зона затухает, не доходя до континентального склона. К югу, наиболее четко выделяется ветвь, прослеживающаяся через о. Столбовой, район мыса Святой Нос и далее примыкающая к складкам хребта Полоусного. Аномалии, связанные со складчатыми структурами о. Котельного и Земли Бунге, к юго-востоку затухают, вероятно, в связи с погружением складчатого мезозоя и палеозоя под слабодислоцированные и слабомагнитные отложения верхнего мела и кайнозоя. Магнитное поле Ляховских островов и прибрежной части Восточно-Сибирского моря характеризуется частым чередованием аномалий, образующих полосы, вытянутые в северо-западном и субширотном направлениях.

Генриеттская нижнемеловая складчатая зона выделена с некоторой долей условности в связи с чрезвычайной скудностью фактических данных. Она охватывает два небольших острова — Генриетты и Жаннетты. В их строении принимают участие условно меловые отложения, представленные песчано-сланцевыми и вулканогенными образованиями, позднегеосинклинальной стадии развития, на которых, вероятно, с угловым несогласием залегает толща валунов и конгломератов.

Породы на о. Генриетты залегают моноклинально с падением на запад-юго-запад под углом от 65° на восточном берегу до $10\text{--}15^\circ$ на западном, а на о. Жаннетты были наклонены на восток-северо-восток под углом 60° .

В региональном плане можно предполагать, основываясь на некоторой аналогии строения и северо-западном простирании пород на обоих островах, что Генриеттская складчатая зона, возможно, является северо-западным продолжением Чаунской структурной зоны.

По геофизическим данным прямая связь этих районов не подтверждается. Район островов Генриетты и Жаннетты, по данным В. А. Литинского и др., является восточной частью сводово-блокового поднятия Де-Лонга. Характер гравитационного поля подтверждает общность этой территории. По аэромагнитным материалам в районе рассматриваемых островов выявлен ряд линейных аномалий субмеридионального простирания, оборванных с юга крупной субширотной аномалией. Эта аномалия, вероятно, развилась на магнитных породах, проникших по разлому, отделявшему в посленижнемеловое время Новосибирскую впадину, которая заполнена немагнитными породами значительной мощности. Вероятнее всего, что структуры мезозойской зоны складок, перекрываемые немагнитными образованиями мощностью в несколько километров, и не могут быть зафиксированы в геофизических полях.

Область слабых дислокаций (Беннеттский массив) располагается между двумя складчатыми зонами — Ляховской и Генриеттской. Представление о строении этой части территории можно составить по трем островам — Беннетта, Жохова и Вилькицкого. На о. Беннетта в основании разреза залегают кембрийские и ордовикские отложения, слагающие пологую антиклинальную складку северо-северо-западного простирания. Структура прослеживается вкрест простирания на протяжении около 20 км. Углы падения пород в осевой ее части составляют $8\text{--}10^\circ$; залегание пород на западном крыле изменяется от наклона под углом 8° до горизонтального, на восточном крыле — от 4 до 5° и в одном пункте у контакта с базальтами угол достигает 50° . Шарнир структуры слегка погружается на север. На размытой и резко расчлененной поверхности кембрия и ордовика горизонтально залегают меловые образования, представленные угленосными отложениями балыктахской свиты верхов нижнего мела и толщей основных эффузивов нижнего и, возможно, верхнего мела (рис. 67). На островах Жохова и Вилькицкого развиты горизонтально лежащие потоки и покровы базальтов условно ниже- и верхнемелового возраста.

По гравитационным данным территория островов характеризуется существенно повышенными значениями силы тяжести, что в совокупности с прямыми геологическими наблюдениями позволяет отнести район островов Беннетта, Жохова и Вилькицкого к платформенному участку, не затронутому мезозойской складчатостью.

Магнитное поле примерно в этих же границах имеет резко переменный характер с частым чередованием знаков и отсутствием магнитных аномалий с четко выраженным простиранием. Такое магнитное поле обычно характерно для вулканогенных образований основ-

ного состава и можно предположить, что базальты нижнего и, возможно, верхнего мела распространены на значительной территории северо-западной части Восточно-Сибирского моря.

В современной структуре этот участок ограничивается с юга крупным разломом, по которому в посленижнемеловое время обособилась Новосибирская впадина.

Новосибирская посленижнемеловая внутренняя впадина образовалась главным образом на складчатом мезозойском основании, охватив и южные участки области слабых дислокаций (Беннеттский массив). Она включает в себя острова Новая Сибирь, Фаддеевский, Землю Бунге, восточную часть о. Котельного и примыкающие к ним участки акватории моря. Западная граница впадины проходит по разлому у основания гряды Шмидта. Далее она, вероятно,



Рис. 67. Верхние части обрыва южного берега о. Беннетта, сложенные горизонтально залегающими покровами нижнемеловых базальтов. Фото Д. А. Вольнова

слегка отклоняется к востоку и в юго-восточном направлении проходит у восточных берегов Ляховских островов, а затем поворачивает и уходит в восточном направлении. На северо-востоке впадина граничит с областью слабых дислокаций.

В строении этой территории принимают участие не вскрытые эрозией сильнодислоцированные палеозойские и нижнемезозойские отложения, а также дислоцированные отложения верхнего мела и раннего палеогена и горизонтальнолежащие олигоценовые, неогеновые и четвертичные образования. Последние распространены почти на всей территории островов, а верхнемеловые и палеогеновые отложения обнажены только на незначительных участках. В связи с этим выявить полностью общий структурный план верхнемелового—палеогенового комплекса при наземных наблюдениях, а также при дешифрировании материалов аэрофотосъемки не удается.

Наиболее крупный выход пород верхнего мела—палеогена расположен на юго-западном берегу о. Новая Сибирь в районе мыса Утес Деревянных Гор. Породы залегают с общим падением на северо-северо-восток, слагая крыло крупной валообразной структуры, ось которой располагается под водами Восточно-Сибирского моря. Углы падения в большей части составляют 25—30°, меняясь от 10—12 до 45—50°. Восточнее простираение пород резко изменяется и становится почти меридиональным. К западу, вероятно, на продолжении этой структуры в южной части о. Фаддеевского, располагаются выходы верхнемеловых палеогеновых отложений, которые также падают почти на север под углом около 45°.

Вдоль северного берега о. Новая Сибирь, на мысах Каменном, Рябом и Пестром, отложения верхнего мела—палеогена наклонены на северо-запад под углом 25—30°, реже до 50°. На мысе Жилом отмечаются широтные простираения пород, которые в юго-восточном направ-

лении изменяются на юго-восточные, а затем на меридиональные и далее на юго-западные. В районе мыса Высокого простирается верхнемеловых — палеогеновых отложений на расстоянии 12 км меняется от меридионального (на севере) на юго-восточное (на юге) с общим падением пород на восток-северо-восток под углом 30—40°, иногда до 60°.

В центральной части стрелки Анжу на о. Фаддеевском вскрывается антиклинальная складка. Породы верхнего мела — палеогена на ее крыльях залегают с падением в юго-восточном и северо-западном направлениях под углом 20—40°. Подобное же северо-восточное простираение пород, вероятно, того же возраста установлено аэрогеофизическими работами 1955 г. севернее о. Фаддеевского.

Разрывные нарушения в верхнемеловом — палеогеновом комплексе встречаются довольно часто. Амплитуда смещения по сбросам редко выходит за пределы 15—20 м. Направление их в большей части северо-восточное.

Развитие крупной впадины в западной части Восточно-Сибирского моря хорошо подтверждается гравитационными полями. От существенно повышенного значения силы тяжести на о. Котельном и Земле Бунге на восток оно уменьшается до пониженного и отрицательного. Постепенное ослабление интенсивности полей говорит о плавном погружении фундамента в том же направлении. По расчетам, докембрийский фундамент опущен во впадине до глубины 10 км.

Магнитное поле также изменяется в направлении с запада на восток. В западной части впадины, вблизи островов Фаддеевского и Новая Сибирь, выделяются отдельные положительные и отрицательные аномалии субширотного простираения. Восточнее о. Новая Сибирь магнитное поле становится нулевым. Все это подтверждает существование крупной впадины, заполненной слабомагнитными породами.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития описываемой территории четко намечается шесть этапов.

Раннепротерозойский (?) этап характеризовался геосинклинальными условиями. В это время происходило интенсивное прогибание и отлагались мощные толщи глинисто-карбонатных осадков, впоследствии подвергшихся региональному метаморфизму.

Позднепротерозойский (?) этап начался с накопления мощной толщи тонко чередующихся глинисто-алевритовых и песчаных осадков, установленной только на о. Большом Ляховском. Интенсивное прогибание сопровождалось подводными излияниями основной магмы.

Палеозойский этап резко отличается от предыдущего скоростью погружения и составом отлагавшихся осадков, что позволяет предполагать о существенном изменении колебательного режима и характера источника сноса, т. е. говорит о значительной тектонической перестройке, происшедшей в допалеозойское время. В начале палеозойского этапа район развивался в условиях субплатформенного режима. Образование кембрийского периода, точнее средней и поздней его эпох, известны только на о. Беннетта. Здесь в условиях открытого моря отлагались глинистые и известковые осадки. В море обитали разнообразные трилобиты и брахиоподы.

В раннеордовикскую эпоху и в начале среднеордовикской эпохи в район о. Беннетта, кроме глинистого, начал поступать алевритовый и песчаный материал. Резко изменился органический мир бассейна, представленный в ордовике только граптолитами. Отложения конца среднеордовикской и позднеордовикской эпох известны на о. Котельном, где

существовало неглубокое открытое море, заселенное разнообразными кораллами, мшанками, лилиями, брахиоподами, гастроподами и трилобитами. В море отлагались главным образом известковые илы.

Подобные же условия сохранились в силурийскую эпоху в северо-восточной части о. Котельного и на о. Бельковском. В юго-западной части о. Котельного море, вероятно, было более глубоким, о чем свидетельствует тонкая параллельная слоистость пород и очень редкая фауна, представленная только плавающими формами — граптолитами и ортоцерасами.

В конце силурийского периода территория испытала подъем, приведший к размыву верхнесилурийских отложений. В начале девона район вновь покрывается морем. В течение ранней и средней эпох девонского периода характер бассейна изменялся от открытого моря с нормальной соленостью и обильной разнообразной фауной кораллов, брахиопод, гастропод и трилобитов, по-видимому, до полузамкнутого водоема, в котором обитали почти исключительно сирингопоры и остракоды. В начале этого периода в открытом море отлагались глинистые и известковые илы, в конце — доломитовые и известковые илы. Вероятно, условия полузамкнутого водоема способствовали битумообразованию.

Во франкий и фаменский века на территории островов Котельного и Бельковского вновь восстанавливаются условия открытого моря. В первой половине франского века в нем отлагаются известковые и глинисто-алевролитовые илы, во второй половине франского и в фаменский век приносится также песчаный и даже галечный материал. Органический мир достаточно разнообразен: кораллы, лилии, брахиоподы, гастроподы, гониатиты и др.

В позднюю эпоху девона резко усилилось прогибание. Если в течение ранней и средней девонских эпох накопилась толща осадков мощностью около 1200 м, то мощность верхнедевонских отложений достигает 2500—3200 м.

В раннекаменноугольную эпоху в западной половине о. Котельного сохранился еще морской бассейн. В восточной части острова в турнейском веке существовала суша и происходил размыв ранее отложившихся осадков. Сюда море пришло только в визейский век. Характер раннекаменноугольного бассейна аналогичен характеру позднедевонского.

Среднекаменноугольная эпоха характеризовалась неустойчивостью режима. Опускания и накопление осадков резко сменялись подъемом отдельных частей территории и размывом пород. Все это выразилось в характере отложений, содержащих брекчированные породы и прослой конгломерата, и малой мощности пород. Восточную часть о. Котельного море покинуло еще в башкирский век, а в западной — осадконакопление прекратилось в московском веке.

К позднедевонской эпохе или к каменноугольному периоду приурочено внедрение пластовых интрузий и даек диабазов и габбро-диабазов. В конце каменноугольного или в начале пермского периода произошел подъем территории и осадконакопление прекратилось. Поднятие сопровождалось складчатостью, в результате которой палеозойские образования были дислоцированы. Возможно, в районе островов Беннетта, Жохова и Вилькицкого эта складчатость была последней. В последующие эпохи здесь существовали платформенные условия.

Четвертый этап охватывает *триасовый и юрский периоды*, а также большую часть *раннемеловой эпохи*. Он начался трансгрессией ранне-триасового моря, которое распространилось на территорию о. Котельного и, вероятно, проникло в более южные районы. Открытое море, где

накапливались мощные толщи в основном глинистых осадков, существовало в течение всего триасового периода и изобиловало пелециподами и аммонитами. К концу периода усилился принос песчаных осадков.

Юрские образования в пределах описываемой территории не установлены. Однако можно предполагать, что на большей части района особенно в его юго-западных участках осадконакопление в юрский период происходило, так как в течение триаса — нижнего мела весь регион, за исключением района островов Беннетта, Жохова и Вилькицкого, характеризовался геосинклинальными условиями.

В валанжинском веке в юго-западной части архипелага продолжалось интенсивное прогибание. По-видимому, большая часть описываемой территории была занята неглубоким морем, в котором отлагались глинистые, алевроитовые и песчаные осадки. В течение валанжинского века на о. Столбовом и на материке (мыс Святой Нос) накопились толщи мощностью более 1500 м. В первой половине раннемеловой эпохи, возможно, в готеривском веке, в районах мыса Святой Нос и островов Генриетта и Жаннетта проявилась вулканическая деятельность, выразившаяся в излиянии андезитовой магмы и выбросах туфового материала.

Изменение знака движения было одновременным. В первую очередь еще в юрском периоде закрылся прогиб в районе о. Котельного и участков, примыкающих к нему с северо-запада и юго-востока. Возможно, что к этому времени геоантиклиналь о. Большого Ляховского также начала испытывать воздымание. В середине раннемеловой эпохи прогибание сменилось подъемом также и в районе островов Столбового, Генриетты и Жаннетты. Подъем территории сопровождался интенсивной складчатостью, в результате которой сформировались Ляховская и Генриеттская складчатые зоны. К этому же времени приурочено начало формирования Новосибирской внутренней впадины. С нижнемеловой складчатостью связана и магматическая деятельность, особенно сильно проявившаяся в районе о. Большого Ляховского. Здесь последовательно внедрились интрузии ультраосновного, среднего и кислого состава. В краевой части Ляховской зоны (на островах Котельном и Бельковском) интрузивная деятельность проявилась только в образовании даек основных пород. По-видимому, интрузивная деятельность имела место и в пределах Генриеттской складчатой зоны.

В течение следующего этапа, охватившего *конец раннемеловой и позднемеловую эпохи*, а также большую часть палеогенового периода, наибольшее прогибание было приурочено к Новосибирской внутренней впадине и к близлежащим районам.

В Новосибирской внутренней впадине в прибрежно-континентальных условиях накапливались угленосные толщи и происходили излияния кислой магмы, сопровождавшиеся выбросами пеплового материала. На островах Котельном и Беннетта в конце раннемеловой эпохи имело место образование, вероятно, маломощных, угленосных толщ. В районе островов Беннетта, Жохова и Вилькицкого еще в конце раннемеловой эпохи начались излияния базальтов и щелочных базальтоидов.

В конце эоцена или в начале олигоцена в пределах рассматриваемой территории происходит активизация тектонических движений, значительно дислоцировавших верхнемеловые, палеоценовые и эоценовые отложения и создавших современный структурный план Новосибирской внутренней впадины. Отмечается также влияние этой складчатости на более древние структуры Ляховской зоны на о. Котельном. На островах Беннетта, Жохова и Вилькицкого движения этого времени не проявились. Оживление тектонической активности в позднем палеогене

обусловило обновление древних и заложение новых крупных разломов, предопределивших в дальнейшем блоковую тектонику.

Последний, неоген-четвертичный этап развития территории характеризуется небольшими по амплитуде колебательными движениями с общей тенденцией к прогибанию. В позднем олигоцене и неогене Новосибирские острова вместе с прилегающей областью шельфа испытывали погружение, обусловившее формирование аккумулятивной равнины, где накапливались маломощные континентальные осадки. Береговая линия располагалась к северу от островов. Дифференцированные блоковые движения здесь выразились в образовании среди равнины островных возвышенностей, которые подвергались интенсивной денудации. Судя по строению Приморской низменности, континентальные условия, сопровождавшиеся накоплением аллювиальных осадков, сохранились и в какую-то часть раннечетвертичной эпохи.

Среднечетвертичная эпоха характеризовалась развитием бореальной трансгрессии, которая затопила современную область шельфа и проникла глубоко на материк. Вполне вероятно, что начало трансгрессии относилось к раннечетвертичной эпохе. Судя по фациальному составу осадков, морские условия с нормальной соленостью существовали лишь в пределах территории северных островов Новосибирского архипелага. Южнее располагался мелководный, опресненный бассейн с неблагоприятными условиями для развития органической жизни. Над уровнем моря в это время выступали лишь наиболее возвышенные участки островов. Развитие морского бассейна сопровождалось колебательными движениями дна, что в условиях равнинного рельефа обуславливало значительные перемещения береговой линии. Максимальный ее уровень на о. Котельном обнаружен на высоте 60—70 м. Заключительные этапы формирования морских отложений характеризовались обстановкой значительного обмеления и периодического осушения бассейна.

Регрессия моря в позднечетвертичную эпоху вновь обусловила перемещение к северу береговой линии и соединение Новосибирских островов (в том числе и островов Де-Лонга) с материком. Рассматриваемая область представляла низкую заболоченную равнину, на которой формировалась мощная толща озерно-аллювиальных осадков. Регрессия моря сказалась на усилении континентальности климата, создавшего предпосылки для образования повторно-жильных льдов, а также снежников, преобразованных впоследствии в фирны.

Во вторую половину позднечетвертичной эпохи северная часть Новосибирских островов была затоплена водами позднеледниковой трансгрессии, уровень которой, по-видимому, не превышал 20 м. Состав морских осадков указывает на прибрежные условия их формирования. Поверхность озерно-аллювиальной равнины подвергается термокарсту, способствовавшему накоплению озерно-болотных образований. На островах Де-Лонга формируются ледниковые купола, сохранившиеся до настоящего времени.

В конце позднечетвертичной эпохи проявились блоковые движения, с которыми связано образование большинства островов архипелага.

Начало современной эпохи характеризовалось трансгрессией моря, затопившей обширную материковую отмель Северного Ледовитого океана. На Новосибирских островах стали формироваться пойменные террасы и продолжалось накопление озерно-болотных осадков. Тектоническими движениями этого времени обусловлены валообразные структуры почти на всех островах и выход из-под уровня моря Земли Бунге. В настоящее время территория Новосибирских островов в целом испытывает поднятие.

ОСТРОВА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО И ЧУКОТСКОГО МОРЕЙ

Острова Медвежьи, Айон и Роутан расположены в южной части Восточно-Сибирского моря в непосредственной близости от материка. Наиболее крупный из этой группы островов о. Врангеля находится на границе между Восточно-Сибирским и Чукотским морями. К востоку от него расположен о. Геральд.

ОСТРОВА МЕДВЕЖЬИ

Группа возвышающихся над морем скалистых островов, объединяемых под названием Медвежьих, находится вблизи устья р. Колымы. В ее состав входят острова: Крестовский, Пушкарева, Четырехстолбовой, Леонтьева и Безымянный, расположенный к югу от последнего.

Острова Медвежьи сложены нижнемеловыми гранитоидами, верхнетриасовыми отложениями и рыхлыми современными осадками (С. Ф. Бискэ, И. Ф. Якушев, 1962 г.; М. Е. Городинский, Д. Ф. Егоров, 1961 г.).

Верхнетриасовые (карнийские?) отложения фиксируются на островах Четырехстолбовом и Безымянном. Возраст этих отложений устанавливается по аналогии с породами, развитыми на правобережье р. Колымы и в районе Чаунской губы. Они представлены углито-глинистыми, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, а также алевролитами с прослоями песчаников. Мощность этих отложений не установлена. В восточной части Анойской структурно-фациальной зоны, по данным М. Е. Городинского и Д. Ф. Егорова, она составляет 1000—1200 м.

На о. Четырехстолбовом возраст рассматриваемых отложений М. Е. Городинским устанавливается как карнийский по фауне *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Halobia austriaca* Mojs., *H. cf. obruchevi* Kirag., *Monotis scutiformis* Tell., найденной в сопредельных районах Анойской складчатой зоны.

Современные отложения представлены галечниками, песками и суглинками, развитыми по берегам островов и в мелких депрессионных участках.

Граниты, слагающие острова Крестовский, Пушкарева, Леонтьева и почти весь о. Четырехстолбовой, по-видимому, представляют собой одно интрузивное тело, значительная часть которого скрыта под водами Восточно-Сибирского моря (Бискэ, Якушев, 1962 г.). Это разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых), иногда порфириовидные породы светло-серого, серого и розовато-серого цвета. Структура их гипидиоморфнозернистая, иногда порфириовидная; текстура массивная. Граниты состоят из калинатрового полевого шпата (обычно пелитизированного), плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, соссюритом; аксессуарные — апатитом, цирконом и рудным минералом.

Граниты в возрастном отношении относятся С. Ф. Бискэ и М. Е. Городинским к раннему мелу, так как они прорывают и метаморфизуют верхнеюрские и нижнемеловые (альбские) отложения.

ОСТРОВА АЙОН И РОУТАН

Острова Айон, а также Большой и Малый Роутан расположены в горле Чаунской губы. Остров Айон (с окружающими его с севера мелкими островками Рьяндранот, Ченкуль и др.) отделен от материка Малым Чаунским проливом, а от островов Роутан проливом Средним. Острова Роутан от западного берега Чаунской губы отделены проливом Певек.

В орографическом отношении эти острова являются частью обширной Роучуа-Чаунской низменности, характеризующейся широким развитием четвертичных отложений. По данным М. Е. Городинского и Д. Ф. Егорова, на о. Айон и островах Роутан выделяются среднечетвертичные (среднеплейстоценовые), верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) и современные (голоценовые) отложения.

Среднечетвертичные морские отложения установлены в северной части о. Айон, а также на островах Рьяндранот и Ченкуль. Они представлены мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми светло-желтыми песками с незначительной примесью иловатых частиц. Присутствие иловатых частиц и их неравномерное распределение обуславливают слоистость песков. По разрезу встречаются гальки дочетвертичных пород и мелкие включения вулканического стекла.

В песках содержатся остатки диатомовых водорослей (определения О. Г. Козловой) *Melosira frigida* Koz., *Thalassiosira* sp., *Coscinodiscus* sp.

На о. Айон пески перекрываются озерно-болотными верхнечетвертичными отложениями с остатками мамонтовой фауны, позволяющими считать возраст песков условно среднечетвертичным. Видимая мощность песков около 70 м.

Верхнечетвертичные озерно-аллювиальные отложения слагают южную часть о. Айон и острова Роутан. Эта толща рыхлых отложений (мощностью до 70 м) состоит из супесей, суглинков и иловатых песков.

На о. Айон, а также в других районах Роучуа-Чаунской низменности в них найдены многочисленные остатки млекопитающих. Здесь, по определениям Э. А. Вангенгейма, С. Ф. Бискэ, И. П. Соколова, встречены *Elephas primigenius* Blum., *Bison priscus* Baj., *Equus caballus fossilis* Cuv., *Alces* sp., *Rhinoceras* sp., *Rangifer tarandus* L., *Vulpes lagopus* L. и др.

Отложения с данными верхнепалеолитическим комплексом фауны относятся С. Ф. Бискэ к озерно-речным отложениям с характерным спектром диатомовых водорослей: *Cymbella cistula* var. *arctica*, *Didymosphenia geminata*, *Stauroneis phoenicenteron* и др. По всему разрезу встречается растительный детрит, а в его нижней части — ископаемые остатки кустарников, стволы лиственницы и березы.

Современные отложения представлены морскими озерно-болотными и эоловыми образованиями. Морские отложения слагают береговые галечниковые валы, песчано-галечные и песчаные пляжи и косы. Озерно-болотные отложения развиты довольно широко и связаны с интенсивно происходящими процессами термокарста. На о. Айон фиксируются эоловые образования переважаемых песков.

ОСТРОВ ГЕРАЛЬД

Остров Геральд, расположенный в 60 км к востоку от мыса Литке (о. Врангеля), представляет собой скалистый утес высотой до 380 м, вытянутый в северо-западном направлении. Максимальная длина его 6 км, ширина 3,5 км.

По данным А. А. Горбунова, о. Геральд сложен катаклазированными граносиенитами, милонитами, песчаниками, филлитами, кварц-хлорито-серицитовыми сланцами и кварцитовидными песчаниками. По аналогии с таким же комплексом пород, развитом на о. Врангеля, эти образования Л. В. Громов, М. Т. Кирюшина, А. А. Горбунов, В. М. Басов относили к нижнему палеозою.

М. Е. Городинский в 1964 г. на основании исследований, проведенных им в 1960 г. на о. Врангеля, и сопоставлений древних толщ этого района с протерозоем восточной части Чукотского полуострова пересмотрел возраст метаморфического комплекса о. Геральда и отнес его условно к протерозою.

В 1962 г. С. М. Тильман, проводя исследования на о. Врангеля, древний метаморфический комплекс отнес к верхнему девону — нижнему карбону (турнейскому ярусу), выделив его в свиту берри.

На о. Геральд развиты близкие по составу образования, которые, вероятно, следует считать аналогами свиты берри и датировать тем же возрастным диапазоном.

ОСТРОВ ВРАНГЕЛЯ

Остров Врангеля расположен на границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей. От северного побережья Чукотки он отделен проливом Лонга. Это один из крупных островов на востоке Советской Арктики. Рельеф о. Врангеля образовался в результате взаимодействия новейших глыбовых тектонических движений с экзогенными процессами. Морфологически он выражен чередованием горного ландшафта с пониженными участками. Компактная цепь гор занимает центральную часть острова, а на севере и юге располагаются прибрежные равнины.

В гористой части острова выделяется система горных сооружений, состоящая из средневысотных и низких гор. К первым из них относятся Центральные и Мамонтовые горы, горы Минеева и Евстифеева. Они характеризуются абсолютными отметками от 800 до 1100 м с относительным превышением до 500—600 м. Названные горы увенчаны конусообразными вершинами, иногда оканчивающимися узкими гребнями. Склоны гор крутые, обычно покрытые плащом делювия. Низкие горы (Северные, Безымянные, Восточное и Западное плато) характеризуются более плавным эрозионным расчленением. Абсолютные отметки вершин колеблются в пределах 400—600 м. К северу и югу от Центральных гор прослеживаются в широтном направлении две продольные широкие (до 3 км) долины.

В западной и восточной частях острова плоские платообразные возвышенности срезаются берегом моря. Высота обрывов западного берега достигает 500 м, а восточного — около 100 м. У подножия уступов протягивается узкая полоса пляжа, прерываемая отвесными скалами, уходящими в море (мысы Птичий Базар, Гильдер, Пиллар, Уэринг и др.).

Всю северную часть острова занимает Тундра Академии. Это слабо всхолмленная низменность с абсолютными отметками от 5—10 до 30—50 м. Аналогичными чертами обладает Южная приморская равнина. Их поверхности по морфологическим особенностям очень сходны с по-

верхностью многих арктических прибрежных равнин. Здесь также широко развиты термокарстовые озера и болота, разделенные низкими увалами.

Водотоки (реки Мамонтовая, Кларк, Наша, Хищников, Неизвестная и др.) дренируют как горную, так и равнинную части острова. Горные ручьи и реки обладают относительно малой глубиной при небольшой ширине русел. Долины их глубоко врезаны, отличаются еще не установившимся профилем равновесия. Те из горных речек, которые текут вкрест простирания структур, почти на всем протяжении имеют крутые скальные берега. С выходом на равнины русла водотоков резко расширяются: потоки расчлениаются на несколько рукавов, появляются меандры, плесы и перекаты. Для водотоков Тундры Академии характерно спокойное течение в очень развилытых руслах. Эрозионный врез в них выражен слабо. Наблюдается обилие старичных озер, в особенности в пойменной части.

СТРАТИГРАФИЯ

На о. Врангеля наиболее древними являются верхнедевонские — нижнекаменноугольные, преимущественно терригенные отложения, объединенные в свиту берри. На этой свите согласно залегает мощная толща карбонатно-сланцевых пород нижнего карбона. В южной части острова протягивается полоса триасовых отложений. Они представлены песчаниками, алевролитами и сланцами. Породы верхнего триаса залегают на палеозое с резким угловым несогласием. Отдельные поля триасовых отложений распространены в северной, гористой части острова. Здесь они фаунистически не охарактеризованы и выделяются условно по характеру залегания и литологическим особенностям, сходным с таковыми южной части. В пределах Тундры Академии, Южной приморской равнины в долинах рек и на склонах водоразделов широко распространены рыхлые четвертичные осадки.

Верхний девон — нижний карбон (свита берри)

Породы свиты берри слагают Центральные и Мамонтовые горы, горы Инкалы, вскрываются в береговом обрыве к северу от мыса Флоренс (западное побережье) и в ряде других районов. В центральной части острова широтная полоса отложений свиты на севере обрывается крутопадающим взбросом, к которому прилегают породы нижнего карбона. На юге, юго-западе и юго-востоке они постепенно погружаются под толщу нижнекаменноугольных отложений.

Породы свиты отличаются от вышележащих отложений своими литологическими особенностями. Это преимущественно терригенные образования, среди которых преобладают грубообломочные разности до конгломератов включительно. Они вмещают послыжно инъецированные интрузивные тела, в контактах с которыми вмещающие породы интенсивно метаморфизованы.

Наиболее полный разрез свиты вскрыт в верховьях р. Хищников, восточнее горы Советской.

Стратиграфический разрез свиты здесь следующий (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| 1. Пачка однообразных зеленовато-серых карбонатно-глинистых и глинистых сланцев с прослоями и пластами (25—40 м) мелко- и тонкозернистых зеленовато-серых рассланцованных глинистых известняков | 800 м |
| 2. Серые филлитизированные глинистые и глинисто-алевритистые сланцы | 700 „ |
| 3. Пачка серых и темно-зеленых глинистых и алевритистых филлитизированных сланцев, находящихся в переслаивании с мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками | 400 „ |

4. Пачка серо-зеленых и темно-серых глинистых филлитизированных сланцев, переслаивающихся с грубозернистыми аркозовыми песчаниками. В нижней части пачки присутствует горизонт (30 м) известково-глинистых сланцев с прослоями серых известняков с включениями черных микрозернистых кремней 350—360 м
5. Пачка серо-зеленых и темно-серых филлитизированных алевролитовых и глинисто-алевролитовых сланцев. Она отделена от пачки 4 слоями и прослоями темно-серых кварц-полевошпатовых песчаников 245 „
6. Аркозовые зеленовато-серые разнозернистые рассланцованные песчаники 250 „
7. Серо-зеленые глинистые и глинисто-алевролитовые филлитизированные сланцы 120 „
8. Пачка темно-серых и зелено-серых аркозовых песчаников. Грубо- и крупнозернистые их разности переслаиваются с подчиненными по мощности прослоями либо пластами средне- и мелкозернистых песчаников того же состава. В верхней части пачки заключены линзы и прослои межформационных среднегалечных конгломератов. Конгломераты обладают зеленовато-серым цветом. Цемент их песчано-глинистый. Галька состоит из светло-серых среднезернистых гранитов и кварцитовидных пород. Между конгломератами и песчаниками отмечаются постепенные переходы 450—500 „
80—100 „
9. Серо-зеленые интенсивно филлитизированные глинистые сланцы
10. Пачка пестроцветных пород, состоящая из сложного неравномерного переслаивания пластов грубозернистых аркозовых песчаников, окрашенных в темно-серый, серо-зеленый и сиренево-серый цвета, с пластами средне- и мелкозернистых песчаников и алевролитов того же состава. Аркозовым песчаникам подчинены прослои сиренево-серых глинистых и глинисто-алевролитовых сланцев. В верхней части разреза пачки заключены прослои (до 5 см) гравелитов и рассланцованных конгломератов. Крупно- и мелкозернистые разности песчаников и пестроцветные сланцы сменяют друг друга не только по вертикали, но и по простиранию. Они образуют сложную систему быстро и часто выклинивающихся пластов 160—200 „
11. Свита берри заканчивается пачкой хомогенных пород, в которой снизу вверх выделяются четыре горизонта:
- а) известковые алевролитово-глинистые, сиренево-серые и зеленые сланцы, содержащие линзовидные включения (3—10 см) мелкозернистого розового доломита и один прослой (0,1 м) мелкозернистого аркозового песчаника 7 „
- б) известково-глинистые сиренево-серые и темно-серые филлитизированные сланцы 30 „
- в) черные углистые известковистые алевролитово-глинистые сланцы 40—70 „
- г) светлые желтовато-серые и зеленовато-серые известняки и доломиты, средне- и мелкозернистые, послонно окремненные. Они содержат линзы и прослои (1—3 м) зеленых и желтовато-серых глинисто-карбонатных сланцев. В средней части этой пачки заключены четыре прослоя (0,5—0,7 м) белого мелкозернистого гипса 40 „
- Общая мощность верхней пачки около 150 м.

Общая видимая мощность свиты берри более 3500 м.

Верхняя пачка свиты берри согласно перекрывается существенно карбонатными отложениями визе — намюра. Нормальные стратиграфические ее контакты наблюдались в ряде мест в коренных обнажениях. В верховьях р. Хищников верхний гипсоносный горизонт пачки 11 постепенно переходит в пачку переслаивания темно-серых и черных мелко- и среднезернистых органогенных фаунистически охарактеризованных битуминозных известняков и глинисто-известковистых темно-серых сланцев. Такой же переход зафиксирован вблизи горы Советской.

На восточном берегу острова в ядре антиклинали в 3 км к северо-востоку от мыса Утес Большевик вскрывается лишь верхняя часть разреза свиты берри (снизу вверх):

1. Алевролитово-глинистые черные, послонно окремненные сланцы 20 м
2. Доломиты и доломитизированные известняки серо-зеленого цвета; в верхней части слоя они обладают брекчиевидной текстурой 30 „
3. Известняковые конглобрекчии и конгломераты. Обломочная часть (30—40%) представлена слабоокатанными и угловатыми обломками (5—15 см)

известняков и доломитов, галькой кремнистых пород и среднезернистых светло-серых кварцитовидных песчаников. Цемент известково-доломитовый составляет около 60% породы. В верхней части слоя гальки окатаны лучше.

В этом разрезе слой конглобрекчий и конгломератов согласно перекрывается серыми криноидными известняками.

На южном берегу залива Дублицкого выше конгломератов свиты берри согласно залегают мраморизованные известняки и доломиты, содержащие фауну брахиопод, кораллов, криноидей и мшанок. Таким образом, по появлению горизонта известняков с фауной, который повсеместно в изученных нами районах согласно залегают на свите берри, проводится нижняя граница визе — намюра.

Приведенные разрезы свиты берри, как явствует из их описания, включают осадочные породы, относительно слабометаморфизованные. Однако во многих случаях наблюдаются факты, когда аркозовые песчаники, глинисто-алевритистые сланцы и глинистые известняки превращены в метаморфические их разновидности, в особенности в приконтактных зонах с интрузиями или в приразломных участках.

В приконтактных зонах гранитоидных тел с вмещающими породами, мощность которых обычно составляет 20—30 м, наблюдается ороговикование, серицитизация и окварцевание. Контактвоизмененные породы, подвергшиеся позднее динамометаморфизму, превращены в слюдисто-полевошпатово-кварцевые, слюдистые и хлорито-серицитовые сланцы. Кварцевый метасоматоз на контакте аркозовых песчаников и алевролитов с гранитами в отдельных случаях приводит к образованию вторичных кварцитов по песчаникам и алевролитам. Подобные контактовоизмененные породы наблюдались в всячем боку гранитного массива горы Осьминог, в 2,5 км к юго-западу от ее вершины. Здесь аркозовые песчаники, вмещающие граниты, превращены на контакте в среднезернистую кварцевую породу желтовато-серого цвета. В шлифах видно, что порода на 90—95% состоит из кварца, зерна которого в результате метаморфизма приобрели бластические очертания. Альбитизированные и корродированные кварцем зерна плагиоклаза составляют 5—10%. Аналогичные измененные породы были встречены нами в районе мыса Флоренс, где они находятся в контакте с пластовыми телами кварцевых порфиров. Эти породы первоначально были выделены Л. В. Громовым в эскимосскую свиту нижнего палеозоя. В то же время он отмечал, что кварциты повсеместно встречаются в ассоциации с кварцевыми порфирами или гранитами. В дальнейшем этот исследователь отказался от выделения кварцитов в самостоятельную свиту, мотивируя тем, что они не образуют единого стратиграфического горизонта, а представляют собой небольшие тела различной мощности. Однако в последующем «кварциты» продолжают фигурировать в описаниях разрезов Центральных гор у В. М. Басова, А. А. Горбунова и М. Е. Городинского.

Контактные изменения вмещающих пород выразились не только в образовании вторичных кварцитов. Наблюдаются также послойные инъекции (3—5 см) гранитного вещества в сланцах. Эти тонкие гранитные прожилки в свою очередь подверглись последующему динамометаморфизму и приобрели облик гнейса. По мнению М. Т. Кирюшкиной, кроме инъекционных гнейсов при этом возникло еще три типа образований — огнейсованные граниты, огнейсованные аркозовые конгломераты и огнейсованные серицитовые сланцы (серицитовые гнейсы).

Так называемые кристаллические сланцы, которые Громов и Кирюшина описывали в разрезах Центральных гор, как следует из их описания, тоже представляют собой контактовоизмененные породы — рассланцованные аркозовые песчаники.

Свита берри отвечает по возрасту верхнему девону — нижнему карбону (турнейскому ярусу). Ее возраст обосновывается следующими данными. В верховьях р. Хищников и в других районах, как было показано выше, верхняя пачка постепенно переходит в карбонатную толщу визе — намюра, охарактеризованную фауной. Следовательно, верхняя часть разреза свиты должна соответствовать турнейскому ярусу. Что же касается возраста остальной части свиты, то правильнее всего считать, что она соответствует девону. Об этом свидетельствует сходство фациально-литологического состава отложений этой свиты, а равно и ее стратиграфического положения с составом и положением аналогичных в разрезах девонских отложений побережья Восточно-Сибирского моря, Чукотского полуострова и хребта Брукса на Аляске.

Ранее толща метаморфизованных пород, развитая в Центральных и Мамонтовых горах, относилась Л. В. Громовым, М. Е. Городинским и другими либо к протерозою, либо к нижнему палеозою. Из приведенных выше данных следует, что метаморфические породы не образуют самостоятельных стратиграфических горизонтов, а возникли в результате контактового и последующего регионального метаморфизма. Поэтому отнесение их к докембрию или нижнему палеозою на основании якобы высокой степени метаморфизма мало обосновано.

Также следует считать ошибочным сопоставление разрезов Центральных гор с разрезами метаморфических толщ Шаманихо-Столбовского района и восточной Чукотки, которое провели Л. В. Громов и М. Т. Кирюшина для обоснования нижнепалеозойского возраста толщи. Как сейчас установлено, все три разреза отличаются друг от друга стратиграфическим положением и вещественным составом слагающих их пород.

Разрез свиты берри представляет собой закономерно построенную регрессивную серию, которая характеризуется сменой тонкообломочных разностей все более грубозернистыми, заканчивающимися конгломератами, гравелитами, пестроцветными песчаниками и сланцами. Последние сменяются в свою очередь на границе цикла осадконакопления отложениями, включающими хемогенные породы. Конгломераты пачки 10 свиты берри нельзя рассматривать в качестве базального горизонта, начинающего разрез толщи нижнего карбона, так как они в формационном отношении тесно связаны с подстилающими их аркозовыми песчаниками и переходят в них по простиранию. В то же время переход их вверх по разрезу в доломиты и известково-глинистые сланцы с прослоями гипсов, а этих последних в известняки свидетельствует об общем осушении бассейна, предшествовавшем новой трансгрессии, наступившей в визейском веке.

Нижний карбон (визе — намюр)

Отложения визе-намюрского возраста имеют на острове наибольшее распространение. На востоке они слагают прибрежные высоты в районе мысов Литке и Уэринг, обнажаются из-под отложений триаса в долинах некоторых ручьев, а также в береговых обрывах в полосе от залива Дублицкого до мыса Утес Большевик. В центральной части острова эти отложения развиты к северу и югу от Центральных гор. На западе они распространены в бассейне р. Гусиной, а также в обрывах берега моря на участке от мыса Птичий Базар до оз. Комсомол.

Рассматриваемые отложения по литологическим особенностям и условиям залегания расчленяются на три толщи. Нижняя толща мощностью 350—400 м состоит преимущественно из карбонатных пород, средняя (900 м) представлена в основном терригенными породами — глинистыми сланцами и алевролитами, а верхняя (900—1000 м) — песчаниками и известняками.

Все три толщи вскрываются в разрезах по рекам Хищников и Мамонтовой, а также в обрывах западного берега, где и установлены

взаимоотношения между ними. Упомянутые толщи обладают вполне отчетливыми признаками и имеют ясные литологические границы, поэтому при дальнейшем геологическом картировании они могут быть возведены в ранг свит.

Нижняя карбонатная толща визе — намюра обнажается к югу от Центральных гор в верховьях р. Хищников, в обрывах восточного берега в районе мысов Литке и Уэринг и в 3 км к северо-востоку от мыса Утес Большевик. Выходы толщи установлены на левобережье р. Кларк между руч. Черным и р. Снежной. Широкое поле известняков, принадлежащих этой толще, протягивается от верховьев р. Наскок через Северные горы до верховьев р. Тундровой; к этой толще, по-видимому, относятся известняки, обнажающиеся на правобережье р. Гусиной и в верховьях р. Нанук.

Наиболее полно разрезы нижней карбонатной толщи были изучены в верховьях р. Хищников, где они залегают выше хемогенной пачки свиты берри, а также на восточном берегу острова.

В верховьях р. Хищников она представлена горизонтами темно-серых и черных мелко- и среднезернистых органогенных битуминозных известняков, переслаивающихся с глинисто-известковистыми темно-серыми сланцами. В самой верхней части разреза в сланцах наблюдаются прослой (0,2—0,3 м) желтовато-серых среднезернистых кварцполевошпатовых песчаников с карбонатным цементом. Мощность толщи составляет в этом районе 300—350 м.

В этой толще была собрана фауна брахиопод и мшанок. Среди брахиопод определены следующие формы: *Productus (Pustula) ex gr. pustulosus* Phill., *Spirifer ex gr. bisulkatus* Sow., *Reticularia* sp. (определения В. Н. Крестовникова и Х. С. Розман), а среди мшанок — *Fenestella cf. donatica* Leb. var. *major* Nikif., *F. cf. beschevensiformis* Nikif., *F. ex gr. equinodonta* Nikif., *F. aff. polyporata* Phill., *Pimato-pora* sp., *Reteropida* sp., *Polypora* sp., *Rombopora* sp., *Niki-forovella* sp., *Sulcoreptopora* sp. (определения О. Ф. Лазуткиной). В тех же известняках М. Е. Городинский в 1960 г. собрал фауну одиночных ругоз плохой сохранности, из которых был определен род *Caninophyllum* sp.

В западной части острова верхняя хемогенная пачка свиты берри замещается доломитами и известняками, которые вверх по разрезу сменяются известняками, чередующимися с известковисто-глинистыми сланцами, аналогичными таковым из разреза в верховьях р. Хищников.

На восточном берегу острова разрез нижней карбонатной толщи несколько изменяется по сравнению с разрезом в верховьях р. Хищников. В нижней части преобладают массивные криноидные известняки, а в верхней увеличивается количество глинистых сланцев и алевролитов.

Толща мощностью около 400 м состоит здесь из ряда горизонтов и пачек и по всему разрезу содержит остатки фауны кораллов, брахиопод и криноидей. Фауна сильно перекристаллизована и очень трудно диагностируется. Разрез этой толщи вскрыт на южном крыле крупной синклинали структуры. Она вновь обнажается на дневной поверхности на северном крыле синклинали в районе мысов Литке и Уэринг. Здесь в ее разрезе главную роль играют массивные светлые известняки и доломиты, часто окремненные, переслаивающиеся с органогенно-обломочными известняками. Самые низкие горизонты толщи вскрываются в устьевой части руч. Мутного (у мыса Литке), где, по данным А. А. Горбунова, выше слоя конгломератов с зеленосланцевым цементом, аналогичных конгломератам из разреза свиты берри, залегает горизонт (15 м) зеленых сланцев, переслаивающихся с темно-серыми известняками, частично замещенными кремнем. Вверх по разрезу по-

являются темно-серые и серые брекчированные мелкозернистые и мраморизованные известняки, слагающие уже нижнюю толщу визе-намюра. Выше они сменяются темно-серыми, серыми и светло-желтыми слоистыми тонкозернистыми доломитизированными известняками и доломитами, содержащими прослой и линзы (0,1—0,2 м) черных мелкозернистых кремней.

В верхней части карбонатная толща на мысе Уэринг представлена темно-серыми и серыми среднезернистыми мраморизованными и окремненными известняками, содержащими прослой грубообломочных известняковых брекчий с карбонатным цементом и линзы окремнелых рифовых известняков мощностью свыше 10—15 м. Известняки содержат в большом количестве обломки раковин брахиопод, скелетные остатки одиночных и колониальных кораллов и мшанок, членики криноидей. На известняках залегают бурые и желтовато-серые среднезернистые известковистые песчаники и алевролиты видимой мощностью около 6 м. Общая видимая мощность карбонатной толщи на мысе Уэринг составляет 250—300 м.

На севере карбонатная толща по небольшому сбросу соприкасается с пачкой смятых в сложные изоклинальные складки известковистых алевролитов, переслаивающихся с песчанистыми темно-серыми криноидными известняками. Видимая мощность пачки около 60 м. Пачка эта обнаруживает большое сходство с верхней пачкой южного крыла синклинали, поэтому можно думать, что и здесь она завершает разрез известняковой толщи.

Севернее Центральных гор в бассейнах верховьев рек Неизвестной и Красного Флага рассматриваемая толща представлена массивными слоистыми, нередко доломитизированными известняками, аналогичными известнякам, которые обнажаются на мысах Литке и Уэринг. В них М. Е. Городинским собраны брахиоподы *Krofovia spinulosa* Sow., *Spirifer* sp. nov. gr. *integricostus* Phill., *Spirifer* sp. nov. ex gr. *duplicicostus* Phill., *Phricodothyris* aff. *lineata* Mart., *Camarotoechia pleurodon* Phill. (определение Д. Л. Степанова и В. М. Завадовского).

Западнее, в известняках нижней карбонатной толщи, тот же геолог нашел фауну кораллов *Lonsdaleia tschussowiana* Stuck., *Lithostrotion* sp., *Remesia* sp.

Фауна в верховьях р. Хищников, а также фауна из сборов М. Е. Городинского, указывают на визе-намюрский возраст содержащих ее отложений. Фауна ругоз и брахиопод, заключенная в известняках мыса Уэринг, также имеет нижнекаменноугольный облик.

До 1960 г. возраст большей части карбонатных пород о. Врангеля считался нижнепермским, в том числе к нижней перми были отнесены и известняки нижней карбонатной толщи, развитые на южных склонах Мамонтовых и Центральных гор и в северной части острова. Нужно заметить, что в то время едва ли имелись основания однозначно решать вопрос о возрасте этой толщи, так как она была охарактеризована лишь единичными находками *Amplexus coralloides* Sow., *Lyrocladia angusticlada* Sch.-Nest., *Fenestella kungren saciformis* Sch.-Nest. (определения М. Шульги-Нестеренко).

В разрезе нижнекаменноугольных отложений острова нижняя карбонатная толща постепенно сменяется средней толщиной феллитизированных глинистых и глинисто-алевролитистых сланцев. К северу от гряды Центральных и Мамонтовых гор выходы пород этой толщи образуют обширные поля на правобережье широтного участка р. Мамонтовой, в верхнем течении р. Тундровой, в бассейне верхнего течения р. Неизвестной, в верховьях рек Красного

Флага и Наскок. Отложения этой толщи приурочены к ядрам синклинальных структур и, кроме того, вскрываются из-под триасовых отложений в обрывах восточного берега почти на всем протяжении от мыса Уэринг до мыса Утес Большевик. В южной части острова выходы пород сланцевой толщи протягиваются узкой полосой вдоль Центральных и Мамонтовых гор.

На восточном берегу на южном крыле синклинали между мысами Утес Большевик и Пиллар, выше пачки известковистых алевролитов, переслаивающихся с известняками, согласно залегают черные и темно-серые рассланцованные алевролиты, иногда содержащие обильную вкрапленность пирита. Вверх по разрезу среди алевролитов появляются подчиненные по мощности прослой глинистых и углисто-глинистых черных сланцев. Количество их и мощность кверху постепенно увеличиваются; в верхней части пачки сланцы и алевролиты переслаиваются в равных количествах. В глинистых сланцах содержатся конкреции пирита, глинисто-известковистые стяжения и обломки раковин брахиопод. Верхи толщи срезаны системой сбросов, по которым опущена центральная часть синклинали. Видимая мощность толщи на южном крыле синклинали составляет 500—550 м. Наиболее полный разрез средней толщи визе — намюра наблюдался в центральной части синклинали в поднятом блоке между руч. Параллельным и мысом Пиллар (снизу вверх):

1. Алевролиты темно-серые глинистые рассланцованные филлитизированные, образующие слои по 10—25 см. Они переслаиваются с черными глинистыми сланцами	27 м
2. Темно-серые филлитизированные глинистые сланцы	12 „
3. Переслаивание алевролитов и сланцев, аналогичное слою 1	8 „
4. Темно-серые мелкозернистые глинистые известняки, содержащие тонкие прослой зеленовато-серых известковисто-глинистых сланцев	30 „
5. Темно-серые углистые филлитизированные глинистые сланцы	10 „
6. Темно-серые рассланцованные филлитизированные алевролиты, переслаивающиеся с подчиненными по мощности прослоями темно-серых глинистых сланцев	68 „
7. Глинистые сланцы и алевролиты темно-серые, сильно рассланцованные, содержащие многочисленные конкреции мелкозернистого пирита размером от 1 до 5 см в диаметре	90 „
8. Темно-серые филлитизированные глинистые сланцы	30 „
9. Переслаивание темно-серых глинистых сланцев и алевролитов, содержащих многочисленные конкреции пирита	190 м
10. Глинистые серые филлитизированные сланцы	49 „
11. Серые глинистые филлитизированные и рассланцованные алевролиты	50 „
12. Темно-серые, чередующиеся с более светлыми зеленовато-серыми разностями алевролиты, прослой темно-серых глинистых сланцев	95 „
13. Темно-серые глинисто-аледритистые углистые сланцы	50 „
14. Черные слоистые (слои по 10—20 м) алевролиты, переслаивающиеся с подчиненными прослоями углисто-глинистых сланцев	около 200 „

Общая мощность толщи более 900 м.

Черные алевролиты пачки 14, переслаивающиеся с черными углисто-глинистыми сланцами, слагают скалы в районе мыса Пиллар и залегают в ядре синклинали восточного берега. А. А. Горбуновым эта пачка была выделена под названием «пилларской» свиты и ошибочно отнесена к нижнему палеозою. В районе мыса Пиллар она заканчивает разрез толщи глинистых сланцев и алевролитов. Выше этой пачки трансрессивно залегают полимиктовые песчаники триаса, а несколько южнее, примерно в 2 км от мыса Пиллар, на аналогичной пачке сланцев и алевролитов залегают мергели и известняки верхней карбонатной толщи нижнего карбона.

На северном крыле синклинали восточного берега, к югу от мыса Уэринг, сланцевая толща слагается однообразными темно-серыми фил-

литами и в меньшей степени филлитизированными алевролитами. Отдельные прослои содержат большое количество конкреций пирита.

В северной части острова, в бассейнах верхних течений рек Мамонтовой, Тундровой, Неизвестной, Красного Флага и Насхок, породы данной толщи слагают центральные части синклинальных структур и представлены теми же литологическими разностями, что и на восточном берегу.

К югу от Центральных и Мамонтовых гор сланцево-алевролитовая толща нижнего карбона представлена преимущественно глинисто-алевритистыми, и в меньшей степени глинистыми темно-серыми и черными филлитизированными сланцами, содержащими редкие, подчиненные по мощности прослои рассланцованных глинистых известняков и мелкозернистых полимиктовых песчаников. Мощность ее в этом районе составляет приблизительно 700—800 м.

Разрез нижнего карбона о. Врангеля заканчивается верхней песчаниково-известняковой толщей, развитой преимущественно в южной его части. Породы этой толщи обнажаются в районе мыса Птичий Базар, на северных склонах гор Евстифеева, Сомнительных и Минеева.

В верховьях р. Сомнительной стратиграфически выше пород сланцево-алевролитовой толщи залегает толща песчаников и сланцев, имеющая следующий разрез (снизу вверх):

1. Массивные желтовато-серые мраморизованные органогенные известняки	200—300 м
2. Пачка зелено-серых известковистых алевролитов и мелкозернистых песчаников с тонкой волнистой слоистостью, чередующихся с темно-серыми глинисто-известковистыми сланцами и глинистыми рассланцованными известняками	500 „
3. Пачка глинисто-карбонатных зелено-серых и желтовато-серых сланцев и алевролитов	200 „
4. Зеленые, розовато-желтые и бурые рассланцованные мергели с прослоями пестроцветных гравелитов с карбонатным цементом	100 „
5. Известняки светлые желтовато-серые и среднезернистые, содержащие прослои коралловых известняков и плохой сохранности фауну брахиопод	около 50 „

Общая мощность толщи более 1050 м.

Эта толща на южном склоне гор Сомнительных трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывается песчаниками верхнего триаса.

К западу от гор Сомнительных в разрезе песчанико-известняковой толщи количество и мощность известняковых горизонтов возрастают. В районе мыса Птичий Базар выше черных и темно-серых филлитизированных глинисто-алевритистых сланцев, интенсивно пиритизированных, относящихся, по-видимому, ко второй, сланцево-алевролитовой толще, залегает пачка светло-серых и желтовато-серых органогенно-обломочных известняков мощностью более 200 м, заключающих обильную фауну брахиопод: *Krotovia spinulosa* Sow., *Phricodothyris lineata* Mart., *Camarotoechia pleurodon* Phill., *Echinoconchus punctatus* Mart., *Krotovia rarituberculata* Jan., *Linoproductus* ex gr. *tenuistriatus* Vern., *Striatifera* ex gr. *striata* Fisch., *Dictyoclostus* ex gr. *pinguis* Muir-Wood., *Spirifer bisulcatus* Sow., *Spirifer attenuatus* Sow. (определение Д. Л. Степанова и В. М. Завадовского из сборов М. Е. Городинского). Известняки содержат прослои мелкозернистых известковистых песчаников и карбонатно-глинистых сланцев. В основании пачки содержатся слои известковисто-кремнисто-хлоритовых сланцев и алевролитов с косой и волнистой слоистостью, аналогичных тем, какие мы наблюдали в разрезе по р. Сомнительной.

Вверх по разрезу фаунистически охарактеризованная пачка светлых известняков сменяется сланцево-известняковой пачкой. Горизонты

известняков имеют мощность от 3—4 до 40 м; среди последних встречаются две разновидности: темно-серые битуминозные известняки и светло-серые и желтоватые криноидные известняки. Сланцевые горизонты представлены темно-серыми, реже зеленовато-серыми филлитизированными глинисто-алевритистыми разностями, содержащими мало-мощные прослои и линзы известняков. Мощность этой пачки около 250 м.

Заканчивается разрез пачкой темно-серых филлитов с прослоями известняков, мощность которой превышает 450 м. Общая видимая мощность верхней карбонатной толщи в районе мыса Птичий Базар составляет не менее 900—1000 м.

На восточном берегу к верхней карбонатной толще, по-видимому, относятся известняки, залегающие на черных глинистых сланцах и алевролитах, принадлежащих верхней части сланцево-алевролитовой толщи, которая обнажается в 3 км к юго-западу от мыса Пиллар. Здесь в устьевой части безымянного ручья, впадающего в море, наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Черные пиритизированные рассланцованные алевролиты, переслаивающиеся с черными глинистыми сланцами	40—50 м
2. Мергели серовато-зеленые слоистые	15 „
3. Светло-серые мелкозернистые известняки с обломками члеников криноидей	12 „
Известняки не образуют сплошного слоя, а залегают в виде линз протяженностью в несколько десятков метров при мощности от 12—15 до 30—40 м. К верхней карбонатной толще эти известняки и мергели, а также лежащие выше сланцы могут быть отнесены на основании их стратиграфического положения выше верхних горизонтов сланцево-алевролитовой толщи и сходства с аналогичными отложениями в верховьях р. Сомнительной.	
4. Серые песчано-глинистые сланцы	40 „

Выше залегают песчано-сланцевые отложения верхнего триаса.

Как было уже сказано выше, отложения верхней карбонатной толщи развиты преимущественно к югу от Центральных и Мамонтовых гор, однако не исключено, что нижние горизонты этой толщи могут быть встречены и в северной части острова.

Верхний триас

Фаунистически охарактеризованные отложения верхнего триаса развиты в южной части острова. Они слагают водоразделы и склоны гор Евстифеева, Сомнительных, Минеева, Западного и Восточного плато. К верхнему триасу на основании литологического сходства с фаунистически охарактеризованными отложениями, а также по условиям залегания предположительно отнесены породы, слагающие гору Дрем-Хед, Безымянные горы, пик Тундровый, гору Кит и ряд безымянных возвышенностей, расположенных в восточной части острова на границе с Тундрой Академии. По этим же признакам выделены верхнетриасовые отложения, залегающие в некоторых эрозионных останцах центральной части острова на породах нижнего карбона.

В основании верхнего триаса отчетливо наблюдаются следы размыва. В карманообразных углублениях кровля карбонатных пород палеозоя сильно разрушена и обохрена. Поверхность размыва, как это зафиксировано в верховьях р. Сомнительной близ горы Высокой, очень извилистая. Везде, где отложения верхнего триаса соприкасаются с палеозойскими, последние круче дислоцированы. Величина углового несогласия составляет не менее 15—20°. В ненарушенных участках

триасовые породы залегают очень полого; они образуют крупные моноклинали, что существенно отличает их от аналогичных образований, развитых в пределах Чукотской системы.

Базальные слои триаса представлены гравелитами, полимиктовыми, реже кварц-полевошпатовыми песчаниками, среди которых очень часто встречаются грубозернистые разности. В песчаниках наблюдаются следы ряби, волноприбойные знаки и косая слоистость.

На восточном берегу вблизи мыса Пиллар в основании разреза верхнего триаса залегают темно-серые полимиктовые гравелиты, линзовидно переслаивающиеся с аналогичными по составу разнородными песчаниками (0,2—1,3 м) и черными глинисто-алевритистыми сланцами (0,5—2 м).

Гравелиты представляют собой породу темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, довольно прочно сцементированную, состоящую из слабоокатанных обломков кварца (20—40%) размером 1,0—3,0 мм, черных кремней (25%), сильно разложенных полевых шпатов, преимущественно кислых плагиоклазов (до 30%), измененных основных глинистых сланцев, чешуек мусковита, обломочных зерен турмалина (5—15%). Цементом служит тонко перетертое глинисто-алевритистое вещество. Мощность песчано-гравелитовой пачки в районе мыса Пиллар составляет около 15—20 м.

В устьевой части руч. Красного Л. В. Грозовым, а позже А. А. Горбуновым было отмечено наличие среди пород верхнего триаса конгломератовидных рыхлых песчаников, переслаивающихся с красноцветными глинистыми образованиями. Л. В. Грозов считал эти песчаники континентальными отложениями верхов разреза мезозоя, однако не исключено, что они являются базальными слоями верхнего триаса. Вопрос этот требует дальнейшего изучения.

Над базальными слоями залегают толща, состоящая из пачек песчаников и пачек глинистых сланцев, чередующихся с подчиненными прослоями алевролитов. Песчаники мелкозернистые серые с бугристой поверхностью, кварц-полевошпатовые. Они состоят из угловатых и угловато-окатанных обломков размером 0,1—0,3 мм плагиоклазов (31%), кварца (20%), калиевого полевого шпата (7%), кремня (5%), мусковита (2%) и цементирующего их глинисто-алевритистого материала (35%). Нередко песчаники содержат тонкие (2—5 мм) прослои черных алевролитов. Песчаники в пачках образуют слои мощностью по 30—60 см, разделенные подчиненными по мощности слоями глинистых сланцев. Мощность каждой пачки песчаников в целом колеблется от 4—6 до 10—12 м. Пачки глинистых сланцев и алевролитов, содержащих также прослои мелкозернистых песчаников (10—20 см), имеют мощность в среднем около 4—6 м. Алевролиты представляют собой тонкозернистую породу темно-серого, почти черного цвета, состоящую из остроугольных обломков (0,02—0,06 мм) кварца и полевых шпатов, сцементированных углисто-глинистым веществом. В алевролитах встречаются глинисто-сидеритовые конкреции, нередко содержащие фаунистические остатки.

В сланцево-песчаниковых отложениях юго-восточной части острова возле мыса Утес Большевик авторами была собрана фауна карнийского яруса: *Halobia* ex gr. *superba* Mojs., *Monotis scutiformis* var. *typica* Kirg., *Monotis pinensis* West., *M. setacanensis* Kirg. (определение Ю. М. Бячкова).

Более высокие части разреза верхнетриасовых отложений наблюдались между устьем р. Кларк и руч. Красным (высоты Гавай). Западнее мыса Гавай-1 распространены преимущественно песчано-сланцевые отложения норийского яруса. В устье руч. Красного в глинисто-

сидеритовых конкрециях М. Е. Городинским обнаружены остатки фауны: *Monotis jakutica* Tell., *M. ochotica* var. *densistriata* Tell., *M. aff. subeircularis* Gabb. (определение А. Ф. Ефимовой и Ю. М. Бычкова).

Мощность верхнетриасовых отложений составляет около 800—1000 м.

Вдоль южной границы Тундры Академии и в пределах Безымянных гор развиты сланцево-песчаниковые отложения, по облику и минеральному составу обломков аналогичные верхнетриасовым породам южной части острова. Они залегают трансгрессивно и с угловым несогласием на различных горизонтах палеозоя. В основании разреза сланцево-песчаниковой толщи северной части острова преобладают полевошпатово-кварцевые песчаники с косой слоистостью и волноприбойными знаками. Песчаники представляют собой массивную, очень прочную мелкозернистую породу темно-серого, серого, иногда желтовато-серого цвета, состоящую из окатанных, реже угловато-окатанных обломков (размером 0,1—0,2 мм) кварца (55%), плагиоклазов (35%), сине-зеленого турмалина и рудного минерала (до 1%), глинисто-алевритового материала и кальцита. Эти последние образуют поровый цемент выполнения (8—9%). Песчаники содержат тонкие (по 3—5 см) прослой алевритистых глинистых сланцев. На правом берегу р. Тундровой И. Н. Евстифеевым в подобных породах отмечено наличие обугленных растительных остатков плохой сохранности.

Породы, слагающие Безымянные горы, по-видимому, занимают более высокое положение в разрезе, чем породы гор Дрем, Хед-Тундровой, Кит. Здесь заметно увеличивается количество глинистых сланцев и алевролитов, переслаивающихся с мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками. Мощность сланцево-песчаниковой толщи составляет не более 400—500 м.

Четвертичная система

Рыхлые отложения четвертичной системы широко распространены по всей территории острова. В гористой части развиты элювиально-делювиальные образования, покрывающие сплошным чехлом склоны и вершины гор и водоразделов. Иногда они в виде широких шлейфов заходят в прибрежные равнины, где сменяются озерно-аллювиальными осадками. Поймы и русла долин водотоков слагаются аллювиальными песками, галечниками и валунами, на морских берегах развиты песчано-галечные косы, пересыпи и пляжи. Только в Центральных горах местами сохранились ледниковые образования. Л. В. Грозовым, М. Т. Кирюшиной, В. М. Басовым, А. А. Горбуновым и другими четвертичные отложения острова расчленяются на среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные.

Среднечетвертичные (среднеплейстоценовые) отложения

К среднечетвертичным (среднеплейстоценовым) отложениям условно отнесены эрратические валуны, описанные М. Т. Кирюшиной на северных склонах Мамонтовых гор на высоте около 300 м. Здесь встречаются валуны более 1 м диаметром, состоящие из пород свиты берри и изверженных пород. Аналогичные валуны гранитов встретил Л. В. Громов в Тундре Академии в 3—5 км от берега моря в бассейне нижнего течения р. Насхок. Валуны сильно разрушены и выветрены,

не несут следов экзарации. Происхождение этих валунов неясно; некоторые исследователи (Яшина, 1959; и др.) предполагают, что они являются наиболее древними из ледниковых отложений и относятся ко времени максимального (очевидно, покровного) оледенения, которое в Арктике приурочено к среднечетвертичному (среднеплейстоценовому) времени (Сакс, 1952).

Верхнечетвертичные (верхнеплейстоценовые) отложения

К верхнечетвертичным (верхнеплейстоценовым) отложениям могут быть отнесены, по аналогии с районами Чукотки, озерно-аллювиальные осадки Южной прибрежной равнины и Тундры Академии, аллювий надпойменных террас некоторых крупных рек, а также ледниковые и флювиогляциальные образования, кое-где сохранившиеся в Центральных горах.

Озерно-аллювиальные отложения представлены гравийниками, галечниками, песчаными глинами и суглинками, включающими линзы и прослойки торфа и ископаемого льда. Мощность этих отложений не выяснена. В разрезе 15—20-метровой террасы р. Мамонтовой аллювиальные супеси, суглинки и гравийные галечники достигают видимой мощности 10 м. Именно в этих отложениях встречаются бивни мамонта.

В разрезах Тундры Академии преобладают глины и суглинки. Пласты этих пород включают линзы и клинья льда. В верхней части разрезов наблюдается много прослоев и линз ископаемого торфа мощностью 0,1—0,2 и 1—2 м.

Верхнечетвертичные ледниковые отложения слагают отдельные моренные холмы или гряды и состоят из валунно-галечниковых отложений, перемешанных с суглинками и глинами. Подобные отложения М. Т. Кирюшина наблюдала в верховьях р. Кларк у подножия цирка, перегороженного моренной грядой.

В Тундре Академии А. А. Горбунов отметил остатки перемытой морены, сложенной крупновалунным и валунно-галечным материалом, но эти данные требуют подтверждения.

В некоторых районах гористой части острова на высоких террасах или на сглаженных вершинах гор высотой до 200 м исследователями были встречены отдельные валуны гранитов, амфиболитов и пород из свиты берри.

Севернее гор Инкали и Советской В. М. Басов и А. А. Горбунов описали флювиогляциальные отложения, представленные серой пластичной глиной, содержащей округлую гальку кварца. Мощность слоя 3—6 м. Аналогичные образования обнаружены в западной половине острова на междуречье Мелкой и Медвежьей. Н. М. Сватков (1961) указывает, что в северной половине острова распространены флювиогляциальные галечники, на которых залегают озерно-аллювиальные отложения — суглинки и супеси. Следует отметить, что К. К. Марков совершенно отрицает какие-либо признаки следов оледенения на о. Врангеля.

Современные (голоценовые) отложения

К современному отделу относятся русловой и пойменный аллювий, озерные и озерно-болотные образования, а также морские песчано-галечные осадки, слагающие прибрежные пляжи.

МАГМАТИЗМ

Комплекс изверженных пород о. Врангеля сравнительно разнообразен, хотя удельный вес их в геологическом строении острова невелик. Магматические породы представлены: 1) палеозойской формацией базитов; 2) палеозойской формацией плагиогранитов, гранит-порфиров и граносиенитов; 3) субвулканическими телами кварцевых порфиров и фельзитов мезозойского возраста.

подавляющее большинство перечисленных пород размещается среди отложений свиты берри в Центральных горах, где, вероятно, имел место более глубокий эрозионный срез. Отдельные разобщенные тела встречаются и среди пород нижнего карбона, а выходы их среди отложений верхнего триаса неизвестны.

Форма тел разнообразна; преобладают пластовые интрузии, менее распространены небольшие массивы, штоки и дайки с секущими контактами, а также покровы.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии основного состава сосредоточены в верхнем течении р. Хищников. Полоса их выходов длиной до 4 км и шириной около 70 м прослеживается в широтном направлении вдоль южного склона Центральных гор от горы Советской на западе до пика Берри на востоке. В пределах этой площади выделяется несколько линейновытянутых пластовых тел основного состава протяженностью более 1 км и мощностью от 3—5 до 20 м, разобщенных неширокими полосами контактово-метаморфизованных пород свиты берри. Наряду с пластовыми интрузиями встречаются также и дайки основного состава. У гребня горы Советской песчаники и сланцы свиты берри прорваны дайкой мелкозернистого амфиболитизированного габбро мощностью около 20 м. Дайка круто (под углами 70—80°) падает на юг.

Несколько пластовых тел и единичные дайки амфиболитов встречены на вершине водораздела рек Кларк и Нашей в северной части Центральных гор. Мощность их варьирует от нескольких до 40 м. Предшествующими исследователями основные интрузии отмечались и в других местах — на северном склоне горы Советской, в районе горы Три Друга, в верховьях р. Нашей и т. д.

Основные породы характеризуются мелкозернистой (реже среднезернистой) структурой, сланцеватой текстурой и темно-зеленым, зеленовато-серым или черным цветом. По петрографическому составу выделяются следующие разновидности: 1) плагиоклазовые амфиболиты; 2) эпидот-цоизит-плагиоклазовые амфиболиты; 3) эпидозиты и гельсинкиты; 4) эпидот-цоизитовые амфиболиты; 5) бесполовошпатовые амфиболиты; 6) кварц-плагиоклазовые амфиболиты; 7) альбит-эпидотизированные амфиболиты.

Все эти породы генетически тесно связаны друг с другом и образуют взаимные переходы. Наиболее распространены плагиоклазовые, эпидот-цоизит-плагиоклазовые и альбит-эпидотизированные амфиболиты. Остальные разновидности наблюдаются редко.

Плагиоклазовые амфиболиты состоят преимущественно из роговой обманки (30—40%) и плагиоклаза (40—60%). В них отмечаются также хлорит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, кварц, сфен, титаномagnetит, кальцит, апатит, ортит, циркон, лейкоксен.

Структура породы пойкилобластическая, иногда нематобластическая или бласто-диабазовая.

Эпидот-цоизито-плагиоклазовые амфиболиты отличаются от вышеописанных плагиоклазовых амфиболитов значительно более высоким

содержанием эпидота и цоизита. Наряду с мелкими зернами, развивающимися за счет плагиоклаза, имеются также крупные призматические кристаллы эпидота и цоизита, образующие кучные скопления, линзы и прожилки. Количественные соотношения между эпидотом, цоизитом и клиноцоизитом непостоянны, но обычно преобладает эпидот.

В некоторых случаях содержание в породах минералов группы эпидота настолько возрастает, что появляются почти мономинеральные *эпидозиты*, обычно образующие линзы и прожилки незначительных размеров. Вмещающие их породы всегда сильно эпидотизированы. Наряду с эпидотом в эпидозитах присутствуют в незначительных количествах кварц, карбонат, сфен, циркон и серицитоподобные чешуйчатые минералы. В некоторых случаях в ассоциации с минералами группы эпидота наблюдается альбит, и тогда порода приближается к *гельсинкиту*. С эпидотизированными амфиболитами эпидозиты и гельсинкиты связаны взаимными переходами.

Эпидот-цоизит-плагиоклазовые амфиболиты при уменьшении содержания плагиоклаза переходят в *эпидот-цоизитовые амфиболиты*, а в тех случаях, когда весь плагиоклаз альбитизирован, — в *альбит-эпидотизированные амфиболиты*. Встречаются также *бесполевошпатовые амфиболиты*, слабоэпидотизированные и состоящие из актинолита, хлорита, рудного минерала, сфена и карбоната. Довольно широко распространены *кварц-плагиоклазовые амфиболиты*, в которых существенная роль принадлежит кварцу (до 30—40%). Кварц наблюдается в виде мелких изометричных зерен, большая часть которых лишена включений и имеет нормальное угасание. Скорее всего, кварц является вторичным.

Все вышеназванные основные породы образовались за счет метаморфизма магматических пород группы габбро. Это подтверждается наличием реликтов структур магматических пород — офитовой и габбро-офитовой. Процессы метаморфизма привели к замене первичных магматических структур кластическими. Крупные выделения альбита и актинолита являются типичными порфиробластами. Присутствующие в них реликтовые минералы также указывают на то, что рассмотренные выше амфиболиты образовались за счет первичных габброидов. Процессы метаморфизма носили преимущественно регрессивный характер — высокотемпературные минеральные ассоциации замещались более низкотемпературными.

Подобный метаморфизм, приводящий к образованию зеленокаменных пород, свойствен основным породам многих геосинклинальных областей.

Наряду с зеленокаменными изменениями в некоторых амфиболитах наблюдается мусковитизация, видимо, связанная с более поздним метаморфизмом (возможно, с внедрением более поздних гранитоидных интрузий). Мусковит развивается в виде крупных порфиробласт, содержащих многочисленные включения ранее образовавшихся минералов. Часто мусковит образует веерообразные скопления чешуек, к которым приурочены также апатит, циркон, ортит, турмалин. Последний наряду с мусковитом образует крупные порфиробласты.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ КИСЛЫЕ ИНТРУЗИИ

Кислые интрузии распространены значительно шире, чем основные, и в отличие от последних встречаются и за пределами Центральных гор. Они представлены плагиогранитами, гранит-порфирами, граносиенитами.

Плагииграниты образуют как пластовые, так и секущие тела. Пластовые тела мощностью от 1—2 до 30—50 м, разделенные участками контактово-метаморфизованных пород, протягиваются в широтном направлении более чем на 12 км от истоков р. Неизвестной до горы Три Друга. В районе горы Осьминог располагается шток плагиигранита, круто наклоненный на юг. Этот шток залегает среди верхней пестроцветной пачки свиты берри и имеет длину около 5 км при ширине до 2,5 км. Небольшие дайки и пластовые тела отмечены в районе горы Инкали, на пике Берри, у подножия восточного отрога горы Советской. А. В. Мельников (1953 г.) описал тела гранитоидов в известняках нижнего карбона к северу от горы Инкали.

Плагииграниты представляют собой среднезернистые светло-серые, серовато-белые или желтовато-белые породы, иногда содержащие порфиroidные выделения полевых шпатов и кварца. Текстура гранито-гнейсовая. Структура плагиигранитов гипидиоморфнозернистая. На отдельных участках наблюдаются вторичные катакластические структуры.

Плагииграниты состоят из плагноклаза (альбит и альбит-олигоклаз, № 8—22), количество которого колеблется от 40 до 60%, кварца (35—45%), мусковита и аксессуарных минералов: апатита, циркона, рудного минерала. Иногда в небольшом количестве присутствует хлоритизированный биотит.

Гранит-порфиры распространены к югу от штока горы Осьминог и на пике Берри. Они образуют пластовые тела протяженностью несколько сот метров при мощности до 50 м.

Это светло-серые или зеленовато-серые породы с порфиroidной структурой. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая с участками катакластической. Однако повсеместно бластическая структура преобладает над катакластической. На фоне тонкозернистой основной массы отчетливо выделяются вкрапленники, составляющие до 25% от объема породы и имеющие размеры 0,5—2 мм. Вкрапленники представлены изометричными или несколько вытянутыми зернами кварца (15%), таблитчатыми кристаллами микроклина (7%) и призматическими зернами альбита (3%). Основная масса состоит из кварца (35—40%), альбита (30%), микроклина (15—25%). В незначительных количествах присутствуют также биотит, хлорит, мусковит, циркон, апатит, рудный минерал.

Граносиениты встречены в верховьях р. Хищников, где они слабают пластовое тело протяженностью 200—300 м при мощности до 30 м. Другое тело длиной до 1 км закартировано А. А. Горбуновым на левобережье р. Красного Флага. Первый массив расположен среди отложений свиты берри, а второй — среди нижней карбонатной толщи нижнего карбона.

Граносиениты представляют собой зеленовато-серую мелкозернистую породу с гнейсовой структурой. На фоне мелкозернистой основной массы наблюдаются многочисленные порфиroidные выделения крупных таблитчатых кристаллов серого и розовато-серого калиевого полевого шпата размером от 0,5 до 1—2 см. Калиевый полевой шпат (микроклин) составляет до 55% от объема породы. Помимо него, в граносиенитах присутствуют серицитизированный альбит-олигоклаз (20%), альбит (до 15%), кварц (5—10%), бурая роговая обманка, биотит, хлорит. Аксессуарные минералы представлены апатитом, сфером, рудным минералом и цирконом.

В некоторых разновидностях граносиенитов встречаются крупные чешуйки мусковита и зерна бурого турмалина, являющиеся более

поздними порфиробластами и содержащие многочисленные включения. С мусковитом иногда ассоциирует флюорит.

В граносиенитах отчетливо проявляются автометаморфические изменения регрессивного характера (мусковитизация, альбитизация, биотитизация, хлоритизация). Эти изменения сопровождалось приносом летучих компонентов, о чем свидетельствует появление турмалина, апатита, иногда флюорита и топаза. Во всех гранитоидах проявился катакластический метаморфизм, сопровождавшийся интенсивной перекристаллизацией.

С внедрением гранитоидных интрузий связано значительное метасоматическое преобразование вмещающих их пород — песчаников, алевролитов, слюдяных сланцев. В результате метасоматоза произошло обогащение этих пород микроклином, кварцем, альбитом, мусковитом, турмалином, вследствие чего образовывались соединения, близкие к лейкократовым гранитам. Наблюдения показывают, что вначале возникали линзы и прослои лейкократового гранитного материала, параллельные первичной сланцеватости. Они состоят из кварца, микроклина и альбита, количественные соотношения между которыми варьируют в широких пределах. Постепенно участки гранитного состава разрастались и происходила более или менее совершенная гомогенизация, хотя реликты подвергшейся метасоматозу первичной осадочной породы почти везде сохранены. Для образующихся гранитизированных пород характерны: 1) чрезвычайно невыдержанный количественно-минеральный состав; 2) участки мономинерального сложения; 3) бластические структуры; 4) отсутствие хорошо выраженных кристаллографических ограничений минералов; 5) обилие в минералах включений; 6) присутствие реликтов первичных осадочных пород; 7) резкие колебания в размерах зерен; 8) лейкократовый характер пород.

Наиболее крупные (до 3 мм) порфиробласты представлены решетчатым микроклином и шахматным альбитом. Обычно они содержат большое количество включений других минералов. Зерна кварца чаще всего образуют линзовидные скопления с гранулитовой структурой. Внутри таких линз нередко остаются следы полосчато-сланцевых текстур замещенных пород. Перекристаллизация обычно сопровождалась очищением от пыли и включений, вследствие чего последние скапливаются по краям линз кварца, подчеркивая их контуры. В некоторых случаях наблюдаются графические мирмекитоподобные прорастания кварца со щелочными полевыми шпатами, видимо, появляющиеся при альбитизации. Наиболее поздними минералами являются мусковит и турмалин, так как они содержат в виде включений и альбит, и микроклин, и перекристаллизованный кварц. Мусковит встречается в виде крупных порфиробласт, часто образующих веерообразные сростания. Катаклиз в таких порфиробластах проявлен слабо; минералы лишь очень незначительно изогнуты и имеют волнистое угасание. Тесно связано с альбитизацией появление в метасоматитах мелких чешуек гидрослюды, образующих скопления, микропрожилки, гнезда. С гидрослюдами ассоциируют хлорит, серицит и рудный минерал.

Метасоматические изменения вмещающих гранитоиды осадочных пород захватили довольно большие пространства и были чрезвычайно интенсивными. Все они носили прогрессивный характер и потому могут быть отнесены к ранним метасоматическим процессам, согласно классификации Д. С. Коржинского (1953 г.).

Все интрузивные породы острова отвечают по возрасту, по-видимому, верхнему палеозою, что обосновывается рядом следующих косвенных признаков.

1. Пластовые тела базитов и гранитоидов смяты в складки совместно с вмещающими их породами свиты берри. Секущие тела — массивы, штоки и дайки — размещаются только в верхнепалеозойских отложениях и отсутствуют в верхнетриасовых.

2. Плагииграниты и граносиениты отвечают формации палеозойских гранитоидов Омолонского и Яблонского массивов и некоторых поднятий складчатых зон (Еропольское, Наанкнейский блок и др.) и не являются характерными для мезозойских гранитоидов геосинклинальных зон Северо-Востока СССР.

3. Данные абсолютного возраста пород из коллекции М. Е. Горюдинского, сообщенные Л. В. Фирсовым, также указывают, что рассмотренные интрузии принадлежат к палеозойскому магматическому циклу. Так, например, лейкократовые граниты гор Советской и Громова показали возраст 300 и 212 млн. лет, что соответствует верхнему карбону — среднему триасу. Второе значение возраста относится к огнейсованным разностям и, по-видимому, связано с явлениями повторного метаморфизма.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ЭФФУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Помимо интрузивных образований на о. Врангеля встречаются субвулканические тела и покровы эффузивов. Все они размещаются в пределах палеозойских структур.

Кварцевые порфиры, слагающие субвулканические тела (Центральные горы, Западный берег и т. д.), макроскопически представляют собой серого цвета породы с параллелепипедальной и реже столбчатой отдельностью. Под микроскопом порфиры вкрапленники составляют до 25% от объема породы. Они представлены крупными зернами микроклина с многочисленными антипертитами замещения, таблитчатыми зернами серицитизированного плагноклаза (№ 20) и линзовидными выделениями крупных зерен кварца. Основная масса состоит из кварца, микроклина, альбита, серицита, хлорита, кальцита, рудного минерала. Иногда в основной массе наблюдаются тонкие гранофировые срастания кварца со щелочными полевыми шпатами. В некоторых случаях в кварцевых порфирах присутствуют мусковит и турмалин. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом. Структура основной массы — гранофировая, микрогранитовая с участками гранулитовой и гранобластовой.

Севернее Центральных гор в бассейне р. Неизвестной на известняках нижнего карбона несогласно залегают покровы кварцевых порфиров, слагающие горы Покровную и Первую.

По петрографическим особенностям эффузивные кварцевые порфиры идентичны породам, слагающим субвулканические тела того же состава, но значительно менее рассланцованы. Эти покровы и субвулканические тела, вероятно, имеют мезозойский возраст, хотя некоторые из них, приуроченные к свите берри, могут оказаться и более древними.

ТЕКТОНИКА

На территории о. Врангеля выявляются следующие тектонические элементы: Срединное поднятие, Южный синклинальный прогиб и ряд наложенных мульд, причем последние расположены главным образом в северной части острова. Прибрежные равнины острова заняты неотектоническими депрессиями, выполненными четвертичными отложениями (рис. 68).

Срединное поднятие

Срединное поднятие располагается в гористой части острова. На западе и востоке оно срезано берегами Восточно-Сибирского и Чукотского морей. На севере палеозойские породы поднятия перекрываются частично триасовыми и в большей степени четвертичными; на юге они погружаются под триасовые отложения. В пределах поднятия выделяются структурные элементы второго порядка: его сводовая часть представлена горстом Центральных гор, на востоке располагается Пиллар-

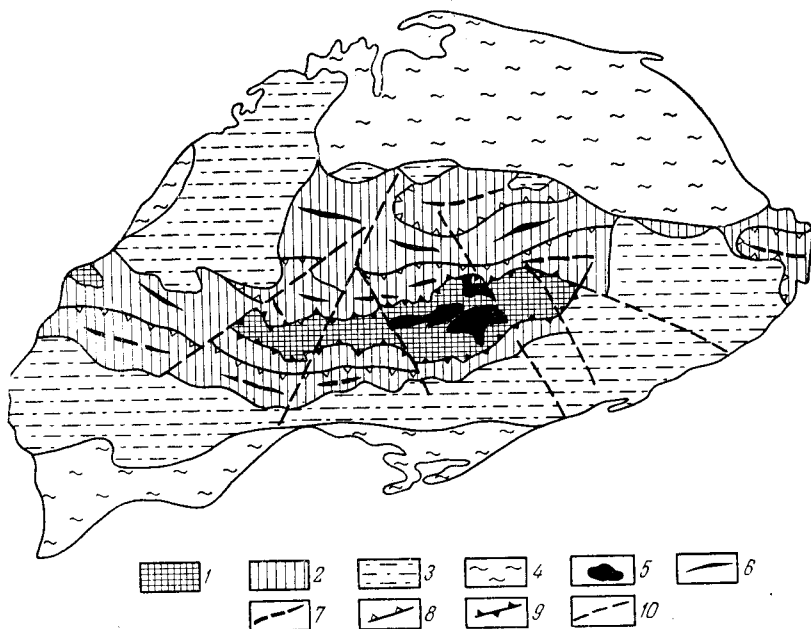


Рис. 68. Тектоническая схема о. Врангеля

1 — горст Центральных гор; 2 — крылья Срединного поднятия; 3 — наложенные прогибы и мульды, выполненные верхнетриасовыми отложениями; 4 — неотектонические депрессии, заполненные четвертичными отложениями; 5 — палеозойские интрузии; 6 — оси антиклиналей; 7 — оси синклиналей; 8 — контуры синклиналей; 9 — глубинные разломы; 10 — разломы послескладчатые

ская синклиналь, к северу и югу от Центральных гор прослеживаются крылья Срединного поднятия, на западе острова выделяются Западная синклиналь и сопряженная с ней антиклиналь мыса Флоренс.

Горст Центральных гор прослеживается в широтном направлении от верховьев р. Гусиной на западе до среднего течения р. Кларк на востоке. Длина горста составляет 60 км, максимальная ширина 25 км. На западе, севере и востоке горст ограничен разломами, по которым приведены в соприкосновение породы свиты берри с визе-намюрскими отложениями. На юге породы, слагающие горст, постепенно погружаются под отложения нижнего карбона.

Рассматриваемый тектонический элемент острова представляет собой моноклиналь, состоящую из круто наклоненных пластов. Углы падения пород свиты берри в среднем составляют 45—50°. Миноклиналь нарушена разломами, рассечена дайками и штоками амфиболитов, диабазов и гранитов.

Наиболее значительные разрывные нарушения ограничивают горст с северной стороны. Здесь они образуют крупную зону разломов, протягивающуюся в широтном направлении более чем на 60 км. Среди

этих разломов распознаются сопряженные взбросы, падающие на юг под углами 30—45°. Вблизи данной зоны породы свиты берри интенсивно изменены: они сильно перемяты, насыщены послойными инъекциями амфиболитов, прокварцованы и нарушены до крутого, почти вертикального залегания, Севернее и южнее зоны разломов интенсивность нарушений заметно ослабевает.

На северных склонах Центральных гор на участках относительно пологого падения плоскости взброса наблюдается тектоническое перекрытие нижнекаменноугольных отложений породами свиты берри. Плоскость надвига представляет собой неровную поверхность с изломами и карманами, заполненными брекчией трения и тектоническими глинками. Породы подверглись здесь сильному катаклазу. В известняках и сланцах встречены причудливой формы мелкие складки типа складок волочения.

Кроме этой зоны разломов, имеются многочисленные поперечные и диагональные разрывные нарушения. Они пересекают как палеозойские породы горста, так и верхнетриасовые отложения Южного синклинального прогиба, что свидетельствует о возникновении их в результате мезозойских или кайнозойских тектонических движений. Ко многим из них приурочены долины водотоков или небольшие депрессии. Поперечные и диагональные разрывы центральной части острова отнесены нами к категории послескладчатых, а разломы, ограничивающие горст Центральных гор с севера, имеют, вероятно, более древнее заложение.

Крылья Срединного поднятия. Северное крыло поднятия состоит из двух синклиналей и сопряженной с ними антиклинали. Последняя имеет субширотное простирание и прослеживается примерно на 50 км. В ее строении принимает участие нижняя карбонатная толща визе — намюра. Она смята в складки, среди которых различаются симметричные и наклонные. Углы падения пород на крыльях составляют 20—30°.

В среднем течении р. Неизвестной антиклинали структура к северу сменяется синклиналиной структурой, прослеживающейся на 30 км. Крыло синклинали осложнено широтным разломом, по которому приведены в соприкосновение известняки и филлитизированные сланцы. Центральная часть синклинали сложена средней сланцево-алевролитовой толщей визе — намюра.

Простирание структуры изменяется от широтного в ее западной части до северо-восточного в восточной. Так же ориентированы структуры, располагающиеся южнее. В нижнем течении р. Неизвестной местами наблюдается северное падение слоев. Сланцевая толща здесь интенсивно перемята и разбита системой параллельных разрывов, придающих толще чешуйчатое строение. В меньшей степени дислоцированы песчаники, однако и они образуют систему складок различных форм, но более крупных.

Вторая синклиналиная структура расположена между северным тектоническим ограничением горста Центральных гор и антиклиналью, описанной выше. Она прослеживается почти на 100 км и в общих чертах сходна с синклиналиной структурой бассейна р. Неизвестной. Здесь также зафиксированы наклонные и симметричные складки различной ширины, чередующиеся с участками моноклинального залегания пород.

Южное крыло Срединного поднятия на участке от верховьев р. Хищников до северных склонов гор Минева, представляет собой моноклинал, лишь изредка осложненную небольшими складками и разрывными нарушениями.

Пилларская синклиналь в восточной части Срединного поднятия на юге сочленяется по разломам с антиклинальной складкой, образованной породами свиты берри.

От мыса Пиллар до руч. Широкого на протяжении 6,5 км вскрывается часть ядра и все северное крыло синклинали. На этом участке строение синклинали довольно простое. Породы здесь падают на юг под углом от 10° в ядре до $30\text{--}40^\circ$ на северном крыле.

Севернее руч. Широкого строение палеозойских отложений уже несколько иное. На расстоянии около 200 м здесь обнажается толща сланцев, смятых в мелкие складки, опрокинутые на север. Пласты на крыльях складок изогнуты до микроскладок и складок волочения.

Антиклиналь мыса Флоренс. Строение западной части острова характеризуется следующими особенностями. На правом склоне долины р. Гусиной и в районе мыса Флоренс располагается размытый свод пологой антиклинали. Свод нарушен разломами различных направлений — меридионального, северо-восточного и реже широтного, которые рзбивают его на ряд блоков, сложенных палеозойскими и верхнетриасовыми отложениями.

Кроме того, антиклинальная структура осложнена складками более высоких порядков. Как правило, складки пологие, симметричной формы, с падением на крыльях от $10\text{--}15$ до $30\text{--}40^\circ$.

Юго-восточное крыло антиклинали мыса Флоренс в районе пика Берегового срезано зоной разломов, за которой располагается *Западная синклиналь*. В ее строении участвуют породы нижнего карбона, залегающие в общем моноклинально. На северном крыле пласты падают на юг под углом $30\text{--}40^\circ$ и нарушены несколькими сбросами.

Изложенные данные по тектонике Срединного поднятия позволяют сделать следующие выводы.

1. Срединное поднятие представляет собой складчатую структуру, состоящую из системы антиклинальных и синклинальных складок. Эта складчатая структура в плане имеет дугообразную форму и обращена своей выпуклостью на юг. В западной части острова преобладает северо-западное простирание, а в центральной и восточной — широтное, местами приближающееся к северо-восточному. Пока не сделано специальных исследований по расшифровке общей структуры, погруженной под воды Ледовитого океана, трудно найти объяснение столь своеобразному направлению складчатости о. Врангеля. Можно предполагать, что подобный изгиб структур отражает контуры какого-то жесткого упора, находящегося севернее острова на значительном расстоянии.

2. Внутреннее строение Срединного поднятия характеризуется чрезвычайным разнообразием. Крупные моноклинали типа Центрального горста очень часто сменяются складчатыми дислокациями различных форм и размеров. Усиление складчатости, а равно и дизъюнктивных нарушений наблюдается в северной части острова, вблизи Тундры Академии. Здесь преобладают опрокинутые, изоклинальные и другие асимметричные складки, осевые плоскости которых наклонены на север. Многочисленные параллельные разрывы, приуроченные к перегибам складок, обуславливают чешуйчатое или близкое к нему строение рассматриваемого поднятия. Известняки, сланцы, алевролиты и песчаники в силу их различной компетентности по-разному реагировали на складчатые деформации. Как и в других районах Чукотки, где развиты палеозойские отложения, сложные складчатые формы, вплоть до причудливой плейчатости и гофрировки, присущи сланцевым

частям разреза. В песчаниках обычно распространены прямые укороченные складки, а в известняках складчатость заметно затухает.

3. В отличие от горста Центральных гор и южного крыла Срединного поднятия на северном крыле последнего, несмотря на разнообразие форм пликативных дислокаций, зеркало складчатости имеет в общем довольно пологий наклон.

В сланцевых толщах Срединного поднятия очень широко проявлен кливаж, причем ориентировка плоскостей кливажа строго выдержана. Повсеместно отмечается южное падение, даже в тех слоях, которые смяты в мелкие и крупные складки.

Южный синклинальный прогиб

Тектоника Южного синклинального прогиба может быть расшифрована лишь в самых общих чертах. Уже указывалось, что на этом участке верхнетриасовые отложения залегают на палеозое с размывом и резким угловым несогласием. Местами контакты между этими разновозрастными толщами выражены разрывными нарушениями взбросового или надвигового типа. Сопоставляя общий тектонический план прогиба и Срединного поднятия, можно сказать, что их структурные формы находятся в явном несоответствии. Такое несоответствие свойственно тектоническим образованиям, которые по отношению к подстилающим складчатым структурам являются наложенными.

Рассматриваемая структура обладает отчетливой линейностью; она протягивается на десятки километров и имеет ясные ограничения, хотя местами нарушена поперечными разрывами. В южном направлении, т. е. к осевой части структуры, постепенно возрастает мощность выполняющих ее отложений. В отличие от мульд и впадин, которые развиты в северной части острова, данную структуру целесообразно именовать прогибом, тем более, что она не оканчивается на территории острова, а, расширяясь, погружается на западе под воды Восточно-Сибирского моря.

В восточной части прогиба, непосредственно возле мыса Утес Большевик, песчано-сланцевая толща верхнего триаса залегают моноклинально, падая на юг под углами $35\text{--}40^\circ$. В 250 м севернее эта моноклиналь нарушена четырьмя почти параллельными сбросами, между которыми заключены блоки сланцев и алевроитов с падением пластов на юг и на север под углами от 25 до 70° . Севернее крайнего сброса на протяжении 300 м прослеживается толща смятых в складки пород. В обнажениях зафиксированы одна синклинальная складка шириной около 60 м и несколько сопряженных друг с другом антиклинальных и синклинальных складок с размахом крыльев от 15 до 40 м. Все складки приразломного типа: они нарушены на крыльях или на перегибах сбросами, возле которых пласты сильно перемяты. За зоной сильно нарушенных пород прослеживается пологая антиклиналь с размахом крыльев до 800 м. На своде антиклинали породы залегают практически горизонтально, а на крыльях падают под углами $25\text{--}35^\circ$.

Подобные пологие складки обычно распространены в участках прогиба, не нарушенных разломами. Например, в центральной части острова (бассейны рек Хищников, Сомнительной и др.) северное крыло прогиба полого погружается на юг (до 20°) и лишь изредка эта моноклиналь осложнена небольшими разрывами и приразломными складками. Аналогичное строение свойственно западной части прогиба, где песчано-сланцевая толща образует пологую синклиналь, южное крыло которой погружено под четвертичные отложения приморской равнины.

Наложенные мульды

В северной части острова насчитываются четыре наложенные мульды. Наиболее крупной из них является расположенная в бассейне р. Медвежьей изометричная синклиналь, выполненная верхнетриасовыми отложениями. На юге и отчасти на востоке она налегает на породы среднего палеозоя, на севере и северо-востоке погружается под четвертичные отложения Тундры Академии, на западе она срезана берегом моря. В длину эта структура прослеживается на 50 км при ширине 20 км. Породы верхнего триаса дислоцированы очень полого, местами они *залегают почти горизонтально.

Восточнее рассмотренной структуры вдоль южной границы Тундры Академии прослеживаются небольшие поля верхнетриасовых отложений, разобщенные выходами палеозоя. Триасовые породы слагают синклинали, длина которых не превышает 10 км. Их строение в общем аналогично наложенной мульде района р. Медвежьей.

Неотектонические депрессии

Тундра Академии и Южная приморская равнина представляют собой новейшие опускания. От прилежащих к ним складчатых сооружений они отделены морфологическими уступами, вероятно, отвечающими системе широтных разломов. Подобные депрессии образовались в связи с неотектоническими движениями. Прямолинейные контуры берегов, соответствие форм рельефа тектоническим нарушениям, наличие морфологических уступов и другие факторы убедительно показывают, что вся территория острова неоднократно испытывала новейшие движения различного знака.

Общая характеристика структуры острова

В общем виде структура о. Врангеля представляет собой асимметричный опрокинутый на север антиклинорий (рис. 69), сводовая часть которого прослеживается вдоль Центральных и Мамонтовых гор. Породы свиты берри образуют довольно крутую моноклинал, нарушенную многочисленными продольными, диагональными и реже поперечными разломами. Местами моноклинал осложняется косыми и наклонными складками шириной не более 50—60 м.

На севере Центральных гор моноклинал срезана крупным широтным разломом и системой параллельных ему мелких нарушений сбросового типа, располагающихся южнее. Этот разлом и более мелкие сбросы контролируют серию кварцевых жил и штоков, дайки амфиболитов и кварцевых порфиров, небольшие массивы гипабиссальных и интрузивных пород — гранит-порфиров, граносиенитов и плагιοгранитов. В нижней и средней частях свиты берри залегают sillы амфиболитов, смятые совместно с вмещающими их породами. Вблизи разрывных нарушений породы свиты подверглись существенным изменениям: они катаклазированы, перемяты или же поставлены на голову. Вдоль линии основного разлома на расстоянии более чем 20 км прослеживается зона дробленых и милонитизированных пород. Ширина этой зоны достигает нескольких десятков метров. Упомянутый разлом представляет собой крутой (до 40°) взброс, вдоль которого породы свиты берри надвинуты на отложения нижнего карбона. Он отделяет южную половину острова от северной, в пределах которой наблюдается существенно иной тип тектонических нарушений.

В северной части острова нижекаменноугольные отложения собраны в ряд крупных и мелких брахисинклиналей и куполовидных антиклиналей, осложненных на крыльях многочисленными более мелкими складками разнообразных форм с углами падения, не превышающими 40—50°. Многие из мелких складок приурочены к диагональным или широтным разрывам и опрокинуты на север. Пликативные дислокации нижекаменноугольных отложений южной части Центральных и Мамонтовых гор не отличаются от таковых, свойственных свите берри.

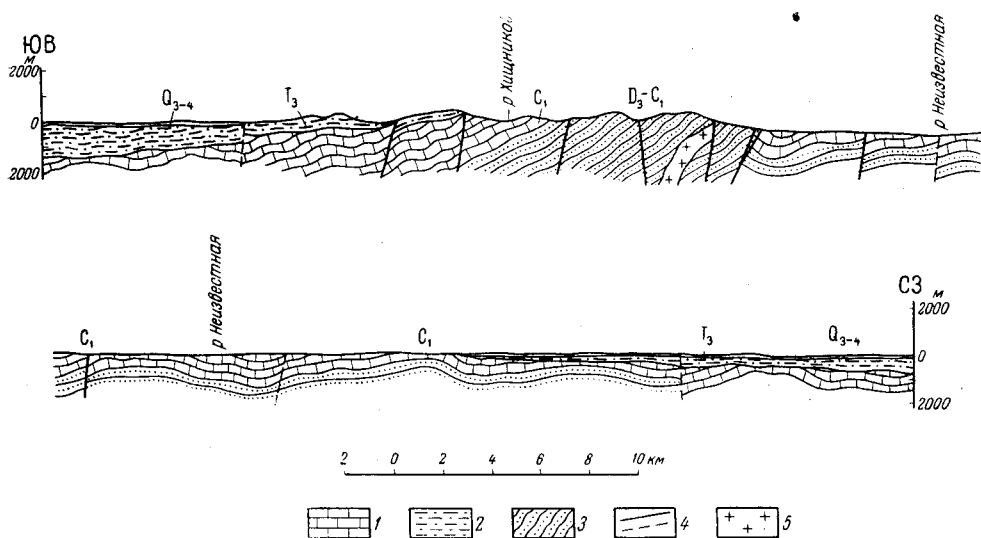


Рис. 69. Схематический геологический профиль через центральную часть о. Врангеля
1 — известняки, 2 — алевролиты и глинистые сланцы, 3 — песчаники, 4 — разломы установленные и предполагаемые, 5 — плагнограниты

В южной части острова, на западном побережье, а также на северо-западе породы среднего палеозоя контактируют непосредственно с верхнетриасовыми. Характер контакта почти повсюду неровный с многочисленными крупными карманами и карманообразными углублениями, что свидетельствует о трансгрессивном налегании пород верхнего триаса на различные горизонты нижекаменноугольных отложений, подвергшихся глубокому размыву.

Песчаники и сланцы верхнего триаса почти везде образуют пологую моноклиаль. На западном берегу эта моноклиаль осложнена мелкими симметричными складками. На восточном берегу наряду с пологим падением пород наблюдается крутое, до опрокинутого, особенно вблизи разломов. Осевые плоскости опрокинутых складок наклонены почти всегда на север.

Кроме того, верхнетриасовые отложения слагают наложенные отрицательные структуры — пологие мульды и Южный синклинальный прогиб.

Отложения верхнего триаса на юге острова участвуют в строении северного крыла крупной синклинальной структуры, осевая часть которой погружена под воды пролива Лонга. В отличие от триасовых отложений Чукотской зоны, где они принадлежат к геосинклинальному типу, на о. Врангеля наблюдаются иные особенности строения наложенных образований. Это выражается как в типах тектонических нарушений, так и в формациях. Здесь отсутствуют флишвидные отло-

жения. Разрезы верхнего триаса сильно редуцированы; фиксируются косые серии, волноприбойные знаки, следы ряби на плоскостях слоистости. В нижней части разреза присутствуют конгломераты и гравелиты.

По направлению на запад и восток тектонические структуры о. Врангеля погружаются под воды Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Их южным продолжением являются антиклинальные поднятия Чукотской зоны (Куульское и др.), а восточным — складчатые структуры западной части хребта Брукса на северной Аляске.

Если суммировать приведенные выше данные, то можно сказать, что основная эпоха складчатости на о. Врангеля приходилась на средне- и верхнекаменноугольное время, т. е. именно на тот период тектонического развития, когда происходило замыкание геосинклинальных трогов Чукотско-Аляскинской миегеосинклинальной области и образование складчатых палеозойских структур (Пушаровский, 1960; Тильман, 1962; Богданов, 1963).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Остров Врангеля и прилежащие к нему с запада, востока и юга районы представляют собой отдельные тектонические элементы обширной миегеосинклинальной области. На севере эта область примыкает к предполагаемой Гиперборейской платформе, а на юге и юго-востоке, ближе к впадине Тихого океана, располагаются зоны, претерпевшие в определенные периоды геологической истории эвгеосинклинальный режим развития (Тильман, 1962; Богданов, 1963). В этом плане и следует рассматривать тектоническое положение острова и историю его геологического развития.

Сведения о начальных этапах палеозойского развития прогибов, располагавшихся в пределах о. Врангеля, отсутствуют. Только в некоторых смежных районах самые древние палеозойские отложения представлены образованиями ордовика и силура (Чукотский полуостров, хребт Брукса на Аляске). В ордовикский и силурийский периоды, по-видимому, значительные части территории Чукотки и Аляски вовлеклись в геосинклинальное развитие. Раннепалеозойские прогибы погрузились под уровень моря, и в них происходило накопление карбонатных осадков. Как далеко распространялись эти прогибы на запад и захватили ли они, в частности, территорию о. Врангеля — прямых данных для ответа на этот вопрос нет. Однако если предположить, что палеозойская миегеосинклиналь, развиваясь унаследованно, сохранила в девоне и карбоне примерно те же площади, какие она имела в силуре и ордовике, то тогда, вероятно, интересующий нас район входил в это время в геосинклинальную зону, которую Н. А. Богданов (1963) назвал Чукотско-Полоусненской. Об этом косвенно свидетельствует сходство разрезов ордовика и силура Чукотского полуострова, Полоусненского кряжа и Новосибирских островов, которые хотя и находятся на значительном расстоянии друг от друга, но все вместе, вероятно, составляли части единого миегеосинклинального бассейна.

На границе силура и девона в тектоническом развитии области намечались некоторые преобразования, что было обусловлено общими поднятиями этого региона и регрессией, это зафиксировано сменой формаций, выпадением из разрезов или сильным сокращением нижнедевонских отложений.

Во вторую половину девонского времени на территории о. Врангеля происходило накопление преимущественно терригенных отложе-

ний. В более северных районах, прилегающих к Гиперборейской платформе (если судить по разрезам свиты берри о. Врангеля) отлагались преимущественно грубозернистые породы до конгломератов включительно, а в южных районах Чукотки накапливались тонкозернистые глинисто-песчаные осадки.

Существенный интерес для выявления областей сноса и областей накопления материала представляет состав гальки и обломков в терригенных образованиях свиты берри. Напомним, что, с одной стороны, в пластах конгломератов, залегающих в 450—500 м ниже кровли свиты берри, содержатся гальки плаггиогранитов (30—40%), измененных эффузивов пород кислого состава (порфиroidы), светло-серых крупнозернистых кварцитовидных пород и аркозовых песчаников. В подавляющем большинстве случаев галька хорошо окатана. Галька гранитов обычно имеет яйцевидную форму, несколько уплощена и вытянута своей длинной осью вдоль пластов. Размеры гальки от 1—2 см и более, нередко валуны размером более 10—15 см.

С другой стороны, межформационные конгломераты верхней пестроцветной пачки данной свиты содержат гальки сланцев, аркозовых и кварцитовидных песчаников и очень редко — гальки гранитов. В отличие от нижележащих конгломератов степень окатанности материала здесь иная. Преобладают угловатые или слабоокатанные обломки перечисленных пород. Размеры их варьируют от 0,5—2 до 4—6 см в диаметре.

В аркозовых песчаниках свиты берри присутствуют обломочные зерна тех же пород, что и в конгломератах, причем преобладают неокатанные или угловато-окатанные обломки.

Подобный состав обломочных пород свиты берри и различная степень его окатанности объясняются наличием, по крайней мере, двух источников сноса. Хорошо окатанный материал изверженных и метаморфических пород, в какой-то степени, может быть, даже перетолженный, привносился с территории, расположенной на значительном удалении от миогеосинклинальных прогибов. По-видимому, это был источник сноса, преимущественно сложенный магматическими и метаморфическими породами досреднепалеозойского возраста. Если учесть при этом, что в более южных районах количество обломочного материала постепенно уменьшается, то не остается сомнений в том, что область сноса находилась севернее теперешних границ палеозойских поднятий о. Врангеля, где-то в пределах современного Северного Ледовитого океана.

Наряду с внешними источниками сноса в этот период существовали и внутренние, расположенные непосредственно в самом миогеосинклинальном бассейне или в его окраинной части. Это, вероятно, были отдельные небольшие острова, находившиеся в шельфовой части моря, с которых в осушающийся бассейн поступал слабоокатанный или вообще неокатанный материал.

Итак, можно сделать вывод, что на протяжении всей поздней половины девона в эпоху относительно резких дифференцированных движений состав формаций миогеосинклинального прогиба о. Врангеля определялся влиянием Гиперборейской платформы.

Как показывают наши исследования, в основании визе-намюрских отложений на о. Врангеля отсутствует стратиграфический перерыв, а равно не зафиксированы и признаки углового несогласия. Однако появление вверху разреза свиты берри конгломератов, пестроцветных пород, доломитов и гипсов свидетельствует об осушении бассейна, предшествовавшем трансгрессии моря. Данное явление, далеко не местного значения, можно поставить в зависимость от тех общих тек-

тонических движений на границе девона и карбона, которые заметно проявились на Чукотке и в хребте Бруксана на Аляске (Тильман, 1964; Богданов, Тильман, 1964 г.).

В это время, очевидно, произошло и заложение тектонических швов, которые прослеживаются вдоль северного склона современных Центральных гор. На их древнюю природу указывает, прежде всего, различие в типах нарушений северной и южной частей о. Врангеля. Может быть, основной широтный разлом острова является частью крупной тектонической зоны, которая отделяла Гиперборейскую платформу от располагавшихся южнее миогеосинклинальных прогибов.

В раннекаменноугольную эпоху вся рассматриваемая область испытывает опускание. Это время характеризуется максимальной трансгрессией, захватившей как палеозойские геосинклинальные зоны Северо-Востока СССР и Аляски, так и районы ранней стабилизации. На территории о. Врангеля в этот отрезок геологического времени происходило накопление существенно мелководных шельфовых осадков. Область, поставлявшая в девонское время в бассейн обломочный материал, в раннем карбоне либо полностью погрузилась под уровень моря, либо представляла собой группу разрозненных снивелированных островов. По крайней мере, снос с нее терригенных осадков был значительно меньший, чем в предыдущую эпоху. В первой половине раннего карбона в опускавшихся миогеосинклинальных прогибах отлагались преимущественно карбонатные и глинистые осадки, переполненные мелководной фауной. На небольшой площади, вблизи шельфов, местами сосредоточивались рифы. И только к концу раннего карбона одновременно с общим воздыманием и постепенным прекращением процессов седиментации в миогеосинклинальных прогибах происходит местами заметная смена фациального состава их отложений.

В среднем и позднем карбоне на территории о. Врангеля, как и во многих районах обширной миогеосинклинальной области, прекратилось осадконакопление. Территория была вовлечена в поднятия, сопровождавшиеся складкообразованием и магматической деятельностью, после чего начался новый мезозойский этап ее развития.

Мезозойская история о. Врангеля характеризуется специфическими особенностями по сравнению с другими районами миогеосинклинальной области. В отличие от мезозонд Чукотского полуострова здесь отсутствуют нижне- и среднетриасовые отложения. Карнийские и норийские отложения представлены шельфовыми образованиями, что зафиксировано появлением косых серий, волноприбойных знаков, следов ряби и т. д. В некоторых разрезах верхнетриасовые отложения содержат отпечатки флоры, растительный детрит.

Мощность верхнетриасовых отложений нигде на о. Врангеля не превышает 1000—1200 м, а в ряде случаев она уменьшается до 500 м (северная часть острова). Эти отложения очень слабо дислоцированы, и только вблизи разрывных нарушений они смяты в мелкие изоклинальные или наклонные складки.

Хотя территория острова слишком мала по площади, чтобы делать какие-либо общие заключения, все же можно сказать с учетом особенностей строения мезозойских отложений в Восточно-Арктическом секторе, что здесь в очень слабой степени проявился мезозойский магматизм, а соответственно наблюдается и заметное затухание рудной минерализации.

Эти данные свидетельствуют об иной палеотектонической обстановке, отличной, например, от обстановки более южных районов побережья Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Геосинклинальные прогибы Чукотской системы, возникшие на палеозойском основании, очевидно, не распространялись на север: они либо постепенно затухали в этом направлении, либо вовсе исчезали. Можно предполагать, что в пределах залива Лонга и севернее на территории о. Врангеля в течение перми, раннего и среднего триаса существовали крупные палеозойские складчатые поднятия, не погружавшиеся под уровень моря и не вовлекавшиеся в последующее геосинклинальное развитие. И только в позднем триасе, когда максимальная трансгрессия охватила весь арктический и субарктический материк, палеозойская складчатая область подверглась кратковременному опусканию на относительно небольшую глубину. Погружение рассматриваемой территории происходило в спокойной тектонической обстановке, свойственной более консолидированным участкам земной коры (Тильман, 1964).

Таким образом, палеозойская история восточной Арктики характеризовалась широким развитием миогеосинклинальных прогибов, в которых в течение девона и карбона происходило накопление терригенных и карбонатных формаций. Тектонический режим прогибов, в особенности в девонское время, определялся влиянием Гиперборейской платформы, служившей областью сноса.

На границе девона и карбона местами произошла частная инверсия, которая зафиксирована на территории о. Врангеля сменой формационного состава отложений. В это время здесь, очевидно, подновились краевые швы, ограничивающие с юга Гиперборейскую платформу.

Основные тектонические движения геосинклинального типа в восточной Арктике произошли в верхнем палеозое. Они создали складчатые структуры, местами сохранившиеся до настоящего времени в первоначальном виде.

В северных районах (о. Врангеля, Новосибирские острова, хребет Брукса) палеозойская складчатая структура оставалась относительно стабильной и на ней образовались наложенные мезозойские прогибы. В более же южных районах палеозойские структуры вовлекались в геосинклинальное погружение.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОСТРОВОВ И МОРСКОГО ДНА СОВЕТСКОГО СЕКТОРА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Рельеф морского дна и островов советского сектора Арктики относится к двум морфоструктурным категориям первого порядка: эпиконтинентальной и абиссальной зонам.

ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЗОНА

Арктический шельф Евразии, большая часть которого принадлежит советскому сектору Арктики, по геологическому строению, неотектонике и геоморфологическим признакам неразрывно связан с прилегающей сушей. Эту материковую отмель, занимающую обширные площади морского дна, вместе с островами, аваншельфами, а также приморскими низменностями материков, мы выделяем в особую геоструктурную *эпиконтинентальную* зону. Наиболее характерной ее особенностью является общее погружение под осадочный чехол складчатых сооружений, в том числе и сооружений относительно молодого возраста. Так, на востоке советского сектора Арктического шельфа под мощный покров кайнозойских отложений погружены отдельные ветви верхнемезозойской складчатости, образующие там необычные для внутриконтинентальных районов земного шара эпимезозойские кратоны. Однако структурной основой эпиконтинентальной зоны, как и повсюду на коре континентального типа, являются древние массивы, на которых развиваются обширные эпиконтинентальные впадины.

Прогибание эпиконтинентальных впадин на протяжении многих геологических веков компенсируется вначале мощными осадочными формациями, а затем излияниями платобазальтов, в чем и проявляются первые стадии процесса океанизации. В меньшей степени для эпиконтинентальной зоны характерны непогруженные складчатые структуры, пенепленизированные в субаэральную стадию их развития и затем окончательно сивелированные абразией. В результате неотектонических движений структурная основа эпиконтинентальной зоны выражена в рельефе в виде пластовых равнин и плато, вулканических плато и реке цокольных равнин.

Эти главнейшие морфоструктуры моделируются различными денудационными и аккумулятивными процессами, по-разному проявившимися (и проявляющимися) в субаэральные и субаквальные эпохи существования эпиконтинентальной зоны в целом, а также отдельных ее частей, т. е. островных групп, шельфа, со сливающимися с ними приморскими низменностями и аваншельфов.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТРОВНЫХ ГРУПП

Острова Советской Арктики по геоморфологическим особенностям могут быть отнесены к трем главным типам рельефа:

1) острова с существенно скульптурным рельефом на складчатых структурах различного возраста (Вайгач, Новая Земля, Северная Земля, Котельный, Врангеля и др.);

2) острова с существенно структурным рельефом на эпипалеозойском или эпимезозойском вулканическом и осадочном чехле (Земля Франца-Иосифа, острова Центрального Карского плато, часть островов Анжу и др.);

3) острова с существенно аккумулятивным рельефом, широко развитым на островах Ляховских, Колгуев, Айон и др.

Однако каждая островная группа представляет собой неповторимое сочетание различных разновидностей этих главных типов рельефа, которое, как и плановое положение островов, связано со спецификой неотектонических движений и различных экзогенно-климатических факторов (древнее и современное оледенение, гляциоизостазия, перигляциальные процессы, эвстатическое изменение уровня океана и др.), поэтому в настоящем разделе все острова будут рассмотрены по их естественным географическим группам в направлении с запада на восток. Приводимые ниже геоморфологические характеристики основаны на фактических данных, изложенных в работах В. Д. Дибнера, Н. Г. Загорской, В. В. Захарова, О. А. Иванова, М. Т. Кирюшиной, Ю. Н. Кулакова, Э. И. Яшиной и др.

ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА И ОСТРОВ ВИКТОРИЯ

Рельеф Земли Франца-Иосифа отличается прежде всего своей исключительной расчлененностью. Архипелаг представляет собой мозаику тектонических блоков, где горстами, обычно ступенчатыми, являются острова и их подводные отмели до изобаты 200 м, а грабенами — глубоководные каналы проливов с глубинами до 600 м и более. Важной особенностью подводно-надводного рельефа архипелага является также и то, что его конфигурация подчинена линиям северо-западного, северо-восточного и отчасти меридионального направления.

Рассмотрим отдельно «коренной рельеф» и рельеф современных континентальных льдов.

Коренной рельеф представлен, как правило, типичными плато высотой (от 50—100 до 500—600 м) на полого залегающих осадочных отложениях и особенно на базальтовых покровах и пластовых интрузиях долеритов, в основном мезозойского возраста. В связи с этим в рельефе архипелага выделяются два морфоструктурных яруса. Нижний представлен преимущественно песчанистыми, глинистыми и известковистыми осадками верхнего триаса — юры, а верхний — осадочно-эффузивной толщей нижнемелового возраста. Пластовые интрузии, дайки и другие интрузии, секущие осадочные и вулканогенные породы, препарируются агентами, селективной денудации и образуют, особенно в районах развития нижнего морфоструктурного яруса, четко выступающие в рельефе ступени и гребни.

Наивысшие точки (от 500 до 620 м) приурочены к нунатакам и куполам южной половины островов (о-ва Винер-Нейштадт, Земля Вильчека, Гукера, Мак-Клинтока, Грэм-Белл, Чамп и Галля).

Гляциально-нивазионными процессами в рельефе архипелага созданы многочисленные цирки и короткие, но глубоко врезанные трюги, ныне полупогребенные под покровными льдами, а местами затопленные морем.

Наиболее крупные участки низменной суши, свободной ото льда, измеряемые сотнями квадратных километров, приурочены к крайним западным и восточным островам архипелага. Это базальтовые плато Центральной суши Земли Александры и полуострова Армитидж на о. Земля Георга с высотами от 30 до 50 м. Рельеф этих плато несет отчетливые следы экзарационно-аккумулятивной деятельности более

древнего оледенения; проявляются здесь и самые ранние стадии флювиальных процессов в условиях, когда линейный сток еще только зарождается.

Крупный участок суши, свободный ото льда, находится также на севере о. Грэм-Белл, где он представляет собой пологовсхолмленную радиально расчлененную ручьями поверхность пластового плато высотой 40—100 м над уровнем моря, сложенную мезозойскими песками и песчаниками. Аналогичное строение имеет суша о. Хейса, в центре которого имеются участки бэд-лэнда.

Расположение свободных ото льда площадей на западе и востоке архипелага, вероятно, связано с большими скоростями сравнительно недавнего гляциоизостатического воздымания его периферических участков: последние поднялись над уровнем океана в виде невысокой суши, на которой в условиях современного климата новообразование ледников происходить уже не может.

Вдоль береговой линии островов развиты абразионные террасы и серии береговых валов, обычно наиболее хорошо выраженные до высоты 20—25 м. В отдельных случаях эти террасы образуют перешейки, причленяющие мысы к основной части острова.

Оледенение на большинстве островов архипелага относится к полупокровному типу и, так же как коренной рельеф, является двухъярусным.

Наиболее простой формой ледников верхнего яруса являются ледяные купола, приуроченные к центральному, нерасчлененным частям плато; к периферии последних они обычно сменяются покровным льдом, морфология которого отражает рельеф ложа. Наряду с этим известны изолированные купола, среди которых можно выделить две разновидности. К первой относятся купола, располагающиеся среди низкой — не более 50—75 м над уровнем моря — платообразной суши, как например, купол Малютка на полуострове Армитидж и купол Гидрографов на о. Хейса или купола высотой всего лишь от 20 до 100 м, почти полностью занимающие небольшие острова, например купола одного из островов Октябрята, островов Аделаида, Литке и некоторых других, а также купол о. Виктория. Другой генетической разновидностью изолированных куполов являются миниатюрные ледяные купола и их эмбрионы — «ледяные гребни». Последние имеют дюнообразную форму, указывающую на их образование из многолетних скоплений снега, небольшие (до 200—300 м) размеры в поперечнике и сравнительно высокое (около 300—350 м) гипсометрическое положение.

За пределами платообразных участков ложа развиты ледники нижнего яруса. Это прежде всего собственно ледяные покровы, поверхность которых отражает различные неровности ложа. В цирках и троговых долинах образуются сползающие в море ледяные потоки, слабо выраженные и мало активные разновидности которых выделяют под названием площади оседания.

К числу ледников нижнего яруса на архипелаге относятся также самостоятельные — каровые, в том числе висячие, ледники, образующиеся на свободных от покровного льда крутых склонах.

Совершенно специфическую и очень широко распространенную на Земле Франца-Иосифа разновидность ледников нижнего яруса представляют ледники подножий, развитые вдоль крутых обрывистых склонов, где они протягиваются иногда на 10—15 км (берег Земли Георга у мысов Нансена и Иогансена, у мыса Данди на о. Гукера и в ряде других мест). На архипелаге наблюдаются все переходы от самостоятельных ледников подножий к таким, которые отделяются от

куполов лишь выступами бровок плато, и, наконец, к сплошным выпуклым (над бровками плато) ледяным склонам островного льда.

Современные ледники Земли Франца-Иосифа образовались, видимо, в результате распада ледникового покрова, возникшего на коренном рельефе, имеющем резко выраженное тектономорфное строение, т. е. все крупные депрессии на островах и в проливах архипелага приурочены либо к грабенам, либо к участкам речного размыва по зонам тектонической трещиноватости, возникшим еще до оледенения.

ОСТРОВА ВАЙГАЧ И НОВАЯ ЗЕМЛЯ

Все эти три крупных острова и тяготеющие к ним мелкие острова в совокупности образуют в рельефе дугообразное поднятие, по внутренней стороне которого протягивается сопряженная с ним впадина — Восточно-Новоземельский желоб.

В целом Вайгачско-Новоземельская дуга, так же как и Урало-Пайхойская горная страна, продолжением которой она является, представляет собой единую зону развития денудационного рельефа. Однако в связи с разным высотным положением отдельных частей этой дуги, различной глубиной денудационного среза, региональными особенностями прототектоники, климата и др. внутри этой горной страны можно выделить нижеследующие геоморфологические районы (с юга на север):

1) пенеplen о. Вайгач на складчатых ниже-среднепалеозойских (существенно карбонатных) отложениях с наложенным экзарационно-аккумулятивным рельефом. В центральной части острова, в северо-западном направлении, протягиваются две известняковые селективно-денудационные гряды, к одной из которых приурочена максимальная высотная отметка над уровнем моря (гора Болванская, 170 м);

2) пенеplen юго-восточной части Южного острова Новой Земли, являющийся продолжением Вайгачского пенеплена. Здесь, как и на Вайгаче, отмечается общее повышение местности в северо-западном и юго-западном направлениях. Напротив, восточные берега как Вайгача, так и южной части Новой Земли низменные и выровненные. Одновременно с повышением Южно-Новоземельского пенеплена в указанных направлениях наблюдается смена наложенного экзарационно-аккумулятивного рельефа рельефом чисто аккумулятивным;

3) пенеplen центральной части Южного острова на относительно слабодислоцированном верхнепалеозойском основании. Здесь следы ледникового рельефа четко не выражены;

4) северная треть Южного острова и южная часть Северного острова (южнее ледникового щита) представляют собой гольцово-альпийнотипную горную страну на сложноскладчатом палеозойском основании. Побережья этой части Новой Земли расчленены троговыми долинами, врезанными на глубину 700—800 м. На восточном побережье естественными продолжениями этих ледниковых долин являются фиорды. Троги и фиорды, видимо, приурочены к поперечным тектоническим разломам Новоземельского свода. У южных границ рассматриваемого района (за 72° с. ш.) появляются каровые и карово-долинные ледники, которые в северо-северо-западном направлении постепенно сменяются долинными, в том числе переметными ледниками и фирновыми полями на водоразделах. К северу от Маточкина Шара, в районе Крестовой губы, современное оледенение приобретает уже сетчатый характер, площадь распространения которого достигает 3200 км². К югу от залива Норденшельда располагается высшая точка Новой Земли — безымянная гора с отметкой 1590 м над уровнем моря;

5) северная часть Северного острова Новой Земли является продолжением сложноскладчатого горного сооружения, которое почти на 80% скрыто под Новоземельским ледяным щитом (19 000 км²). Последний питает ледяные потоки, особенно многочисленные и мощные на Карском побережье. В районе северо-восточной оконечности Новой Земли ледяной щит заканчивается гигантской лопастью, спускающейся до высот, близких к 400 м. Ниже свободная ото льда местность опускается к морю огромными куэстообразными ступенями, верхние поверхности которых имеют обратный уклон — в сторону ледникового щита (на юго-запад). По рельефу этот район Новой Земли напоминает свободную ото льда часть о. Грэм-Белл на восточной оконечности архипелага Земли Франца-Иосифа.

Среди Новоземельского ледяного щита выступают отдельные нунатаки, цепи которых образуют вдоль Баренцева побережья плосковершинные горы высотой до 1000 м и более.

ОСТРОВ КОЛГУЕВ

Остров Колгуев и полоса окружающего его прибрежного мелководья выступают среди шельфа Печорского моря в виде крупного куполовидного поднятия. Основная часть острова сложена с поверхности ледниковыми образованиями и представлена типично моренным рельефом калининского оледенения, пришедшего сюда со стороны Новой Земли. На юге и юго-востоке острова значительная площадь занята «лайдой» — заболоченной озерной перигляциальной равниной, для которой характерен полигональный микрорельеф, связанный с распространением повторных жильных льдов. Эта равнина возвышается всего на 8—10 м над уровнем моря. Еще более низкие уровни рельефа представлены современными пляжами и косами, намываемыми на востоке и юго-востоке о. Колгуев.

СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ

Архипелаг Северная Земля по степени своей расчлененности на отдельные острова, характеру и размерам оледенения занимает положение, промежуточное между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей.

Остров Большевик и восточная часть о. Октябрьской Революции представляют собой пенеплены, сформировавшиеся на верхнепротерозойском — нижнепалеозойском складчатом основании, впоследствии приподнятые по линиям разломов на 300—600 м над уровнем моря. Позднее поверхность древнего пенеплена была выровнена нивационными процессами. Омоложенный пенеплен Северной Земли расчленен ледниковыми долинами и фиордами, частично заполненными сползающими в них ледниковыми потоками (фиорды Матусевича и Марата). Эта часть Северной Земли аналогична в какой-то мере центральной части Новой Земли (по обе стороны Маточкина Шара).

Западная часть о. Октябрьской Революции, а также острова Комсомолец и Пионер, сложенные пологозалегающими девонскими, мезозойскими(?) и палеогеновыми отложениями, представляют собой плато высотой до 200 м над уровнем моря, аналогичные пластовым плато, широко развитым на востоке Земли Франца-Иосифа.

По периферии островов Большевик и Октябрьской Революции, на плато островов Комсомолец и Пионер, архипелага Седова, а также на островах Малый Таймыр и Вилькицкого, развиты преимущественно абразионные морские террасы высотой до 100 м над уровнем моря.

На 45% острова Северной Земли покрыты современными ледниками, общая площадь которых составляет около 17 000 км². Экстенсивность оледенения естественно усиливается в северном направлении: от 30% на о. Большевик до 70% на о. Комсомолец. Следует, однако, отметить, что на севере о. Комсомолец существует очень крупный участок суши, свободный ото льда, который, вероятно, образовался в результате молодого поднятия местности из-под уровня моря.

В северном же направлении меняется и качественный состав оледенения, которое в целом, как и на Земле Франца-Иосифа, носит полупокровный характер, варьируя от неровных ледяных покровов о. Октябрьской Революции до очень правильно построенных куполов (с покровным льдом по периферии) на островах Комсомолец (ледник Академии Наук), Пионер и др. Среди ледяных куполов можно выделить реликтовые разновидности, к которым, по аналогии с Землей Франца-Иосифа, следует отнести ледяной купол Шмидта, ледник мыса Арктического, ледник Отдельный (на севере о. Комсомолец) и др.

От ледников Северной Земли радиально расходятся многочисленные ручьи и речки, которые на вершинных поверхностях омоложенного пенепплена еще не имеют оформленных эрозией долин, но зато глубоко врезаны в обращенные к морю склоны плато и в морские террасы, где (особенно на южных побережьях островов Большевик и Октябрьской Революции) образуют серии труднопроходимых ущелий.

ОСТРОВА КАРСКОГО МОРЯ

Эти острова можно разбить на три группы, генетически связанные с определенными морфоструктурами морского дна: острова Центрального Карского плато, острова Таймырского мелководья и острова Ямало-Гыданской отмели.

Острова Центрального Карского плато вместе с тяготеющими к ним многочисленными банками венчают наиболее возвышенные участки этого подводно-надводного плато. Острова отделены друг от друга относительно глубоководными (до 100 м) ложбинами, оси которых ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях. Остров Ушакова (около 290 м над уровнем моря) представляет собой почти сплошной ледяной купол, на более же южных островах современное оледенение отсутствует. Все острова, за исключением островов Известий ЦИК и Воронина, сложены рыхлыми меловыми и четвертичными отложениями и представляют собой интенсивно абрадируемые морем низкие останцы. Наиболее высокий из них — о. Исаченко — поднимается на 50 м, остальные платообразные острова возвышаются обычно не более чем на 20—25 м над уровнем моря. На этих островах имеется довольно густая овражно-балочная сеть, которая на островах Визе, Исаченко и некоторых других придает рельефу чисто эрозионный характер.

Острова Таймырского мелководья, а также острова Известий ЦИК и Воронина представляют собой наиболее возвышенные останцы надводно-подводной части Карского пенепплена, занимающего на Таймырской суше широкую полосу Берега Харитона Лаптева и полуострова Челюскина. Острова сложены метаморфизованными породами протерозоя и архея(?) и связанными с ними гранитоидами. Это — сглаженные последним плейстоценовым оледенением пологосклонные холмы высотой до 30—40 м, аналогичные развитым на соседних участках Таймырского побережья. Почти везде эти холмы обрываются невысокими склонами к абрадирующему их морю, а местами обрамлены валунно-галечными береговыми валами и узкими пляжами. На остро-

вах Известий ЦИК наиболее крупные всхолмленные останцы соединены между собой песчано-галечными пересыпями (острова Тройной и Пологий).

Острова Ямало-Гыданской отмели, сложенные рыхлыми четвертичными отложениями, имеют высоты, не превышающие 10—15 м. Они представляют собой низменные останцы Западно-Сибирской равнины, северная часть которой и в настоящее время продолжает медленно погружаться под влиянием суммарного эффекта тектонического прогибания и эвстатического поднятия уровня моря.

ОСТРОВА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Острова Большой и Малый Бегичевы представляют собой останцы аккумулятивного ледникового и перигляциального рельефа Таймырской низменности, полузатопленного в результате позднеплейстоценовой трансгрессии. Последняя является результатом эвстатического повышения уровня океана, которое в этом районе Арктического побережья в целом более значительно, чем локальные тектонические движения положительного знака.

В центральной части о. Большой Бегичев развит ледниково-аккумулятивный рельеф, его обрамляет полоса развития перигляциальных отложений. Это существенно супесчано-суглинистые слои, переслаивающиеся с мощными пластами торфа (с остатками мамонтовой фауны) и разбитые ледяными клиньями, создающими крупнопolygonальный микрорельеф поверхности перигляциальной равнины и байджераховый — вблизи береговой линии. Берега острова интенсивно разрушаются в результате термоабразии.

Острова Малый Бегичев и Преображения представляют собой почти полностью разрушенные волнами останцы перигляциальной равнины.

Остров Песчаный, расположенный в 80 км восточнее о. Большой Бегичев, является остатком песчаной отмели, образовавшейся за счет переотложения рыхлого материала, слагавшего распространявшийся сюда еще недавно материк. Сейчас здесь сохранилось подводное куполовидное поднятие.

Аналогичным подводным поднятием является расположенная на востоке моря Лаптевых банка Вассемская, как назвал в 1957 г. Я. Я. Гаккель отмель, сформировавшуюся на месте островов Васильевского и Семеновского, существовавших еще до середины текущего столетия. Эта банка является наглядным свидетельством широкого распространения перигляциальной Приморской низменности в море Лаптевых, подтверждением чему служат обнаруженные здесь остатки мамонта.

НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА

По геоморфологическим особенностям Новосибирские острова разделяют на три группы: с юга на север это — острова Ляховские, Анжу и Де-Лонга.

Острова Большой и Малый Ляховские представляют собой крупные останцы северного продолжения перигляциальной Яно-Индибирской низменности. Поэтому polygonальный (на жильных льдах) рельеф этих островов частично преобразован за счет термокарстового протаивания в алассы. Кроме того, на о. Большом Ляховском на юго-западном мысе Кигиллях, выделяются живописные скалистые останцы

гранитоидов и низменный денудационный рельеф на амфиболитах протерозоя — на юго-западе этого острова.

Крупнейшими массивами суши среди островов Анжу являются о. Котельный, Земля Бунге и о. Фаддеевский, которые по явному недоразумению до сих пор сохранили статус отдельных островов. Наиболее возвышенным из них является о. Котельный, который следует именовать полуостровом. Здесь, так же как и на о. Бельковском, на палеозойско-триасовом складчатом основании развит денудационный низкогорный, наполовину пенеупленизированный рельеф. Отдельные возвышенности, наивысшей из которых является гора Малакатын-тас (374 м абс. высоты), вытянуты по простиранию верхнемезозойской складчатости в северо-северо-восточном направлении, что подчеркивается выраженными в рельефе омоложенными разломами того же простирания. Аналогичный денудационный рельеф развит и на о. Столбовом.

Восточнее Котельного располагается один из уникальных географических объектов Арктики — Земля Бунге, соединяющаяся на северо-востоке узким перешейком с о. (?) Фаддеевским. Земля Бунге представляет собой абразионно-аккумулятивную морскую террасу, высота которой почти нигде не превышает 10 м. Цоколь ее слагают палеогеновые песчаники, которые почти повсеместно скрыты под рыхлыми наносами с широко развитыми на них эоловыми формами, придающими местности характер песчаной пустыни.

Остров (?) Фаддеевский является полным аналогом большей (полигонально-алассной) части о. Большого Ляховского.

Остров Новая Сибирь в своей южной половине сходен по рельефу с островами Фаддеевским и Ляховскими. Отличие состоит лишь в том, что на южном берегу Новой Сибири среди перигляциальных образований вскрываются подстилающие их меловые-палеогеновые слои, образующие крутые обрывы Деревянных гор, а также в том, что на о. Новая Сибирь известны следы развития не только жильных, но и более древних пластовых ископаемых льдов, являющихся реликтом последнего (зырянского) покровного оледенения, что, впрочем, некоторыми учеными оспаривается. На севере Новой Сибири меловые палеогеновые песчаники слагают цоколь невысокой морской террасы.

Острова Де-Лонга представляют собой останцы вулканического плато, сформировавшегося на базальтах и туфах мелового возраста. На о. Беннета имеется небольшой ледяной купол.

ОСТРОВА МЕДВЕЖЬИ

Эта группа мелких островов (к северу от устья Колымы) является в основном останцами гранитоидов, синорогенных позднемезозойской складчатости, ветвь которой протягивается сюда, вероятно, из Аниюнского хребта.

ОСТРОВ АИОН

Остров Айон представляет собой, вероятно, совсем недавно отчленившуюся часть Чаунской низменности. Полигонально-байджеваховый рельеф основной части острова на севере сменяется невысокой (5—10 м) морской террасой со следами древней (дочукотской) культуры морских охотников, населявших побережье около 3000 лет назад.

ОСТРОВА ВРАНГЕЛЯ И ГЕРАЛЬДА

Форма широтного овала о. Врангеля определяется расположением вытянутых в том же направлении горных гряд, приуроченных к своду антиклинория, образованного мезозойской складчатостью. При этом самые древние среднепалеозойские породы слагают наиболее расчлененную часть древнего пенеплена. Это горы Безымянные, Крайняя и Северная гряды, характеризующиеся местами альпинотипным рельефом. Пенеплен, приподнятый неотектоническими движениями на высоту до 1100 м в центре острова, лучше сохранился в более южных районах широтного пояса возвышенностей, которые в грядах Срединной и Южной представлены куэстовыми горами. Эти горы расчленены глубокими антецендентными долинами рек Наша, Хищников и др. На западе и востоке пенеплен обрывается очень высокими (до 450 м) уступами в Чукотское море. С севера и юга широтное горное поднятие острова обрамлено низменностями, возникшими, вероятно, в связи с неотектоническими опусканиями.

На севере это Тундра Академии — пологонаклонная равнина высотой до 50 м в нагорной части, представляющая собой, видимо, задернованный делювиально-коллювиальный шлейф, перекрытый ледниковыми и перигляциальными отложениями последнего оледенения. Аналогичный характер имеет и Южная тундра. Вдоль южного и северного берегов острова известны следы молодых поднятий суши, выраженные сериями невысоких (до 10 м) береговых валов, отшнурованных лагуна и др.

Остров Геральда является гранито-гнейсовым останцом высотой до 380 м над уровнем моря, окруженным обширной абразионной платформой, единой с о. Врангеля. На северо-западе острова от его мыса отходит песчано-галечная коса.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ШЕЛЬФА

Главнейшие особенности рельефа шельфа советского сектора Арктики, составляющего большую часть Арктического шельфа Евразии (Дибнер, 1963), определяются неотектоническими (позднеогеновыми — раннеплейстоценовыми) разрывными движениями. Последние не только отделили шельф и всю эпиконтинентальную зону в целом от новообразовавшейся абиссальной области (Арктический бассейн), но и обусловили основные черты его современного рельефа.

На более поздних этапах развития шельфа рельеф его был моделирован плейстоценовыми трансгрессиями и оледенениями, а также процессами перигляциальной аккумуляции и флювиальной (эрозионно-аккумулятивной) деятельностью. В позднем плейстоцене возможным фактором, стимулировавшим эволюцию шельфа, явились гляциоизостатические движения, связанные с развитием и деградацией позднеплейстоценового материкового оледенения.

Особенно этот фактор сказался на большей части Баренцево-Карской части шельфа. Еще более значительным было влияние позднепослеплейстоценового эвстатического поднятия уровня Мирового океана, которое продолжается и в настоящее время и сопровождается процессами абразии, а также волновой и неволновой аккумуляции донных осадков.

Следует добавить, что для развития рельефа шельфа и сливающихся с ним приморских низменностей, и особенно для эволюции береговой линии, немалое значение имеют колебательные движения. Последние, суммируясь с гляциоизостатическими движениями (там, где

они проявились) и эвстатическим фактором, и определяют в целом весь ход развития рельефа на том или ином участке шельфа и прибрежных низменностей.

ГРАНИЦЫ И ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ШЕЛЬФА

Арктический шельф, подковообразно обрамляющий одноименный глубоководный бассейн, ограничивается со стороны океана морфодизъюнктивами* материковых склонов. При этом Шпицбергенско-Североземельский и Гренландско-Канадский морфодизъюнктивы, образуя тупой угол, почти смыкаются между Гренландией и Шпицбергеном, а другими своими концами как бы подсекают (ограничивают) шельф, расположенный между меридианами устьев рек Лены и Маккензи. Тем самым весь Арктический шельф разделяется на три сектора: Баренцево-Карский, Лаптево-Чукотский и нерассматриваемый здесь Гренландско-Канадский «архипелаг-шельф».

Баренцево-Карский шельф достигает на меридиане устья р. Мезени наибольшей ширины (около 1700 км) и представляет собой наиболее широкую в мире материковую отмель. На среднем меридиане Карского моря шельф сужается до 900, а у северо-восточного побережья Таймыра — до 250 км. Западной границей шельфа является меридиональный Норвежско-Шпицбергенский материковый склон (300—2000 м), обрывающийся к абиссальным глубинам Скандика. На севере и северо-востоке Баренцево-Карский шельф обрывается к еще большим, чем на западе, глубинам котловины Нансена. Рельеф Баренцево-Карского шельфа отличается заметной расчлененностью: относительно приподнятые участки — островные группы с их подводными цоколями, а также подводные «возвышенности», венчающиеся местами абразионными поверхностями банок, и обширные прибрежные отмели чередуются с ложбинами и желобами, глубины которых достигают 400—500 м и более.

Особо интенсивным расчленением отличается внешняя часть Баренцево-Карского шельфа — к северу и северо-востоку от Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Северной Земли. Эта полоса шельфа шириной от 100 до 220 км, глубоко расчлененная рядом субокеанических желобов и подводных ледниковых трогов (на продолжении глубоководных каналов отдельных проливов), названа Шпицбергенско-Североземельским бордерлендом.

Лаптево-Чукотский шельф гораздо менее широкий, чем Баренцево-Карский; только в местах сочленения с подводными хребтами ширина его достигает 700—800 км. Этот шельф отличается мелководностью (преобладают глубины менее 100 и даже 50 м), монотонным рельефом и малым количеством возвышенных островов; местами здесь значительно слабее выражен и материковый склон (более низкий и пологий). Весьма характерно, что и субокеаническая котловина Толля, прилегающая к самой мелководной части Лаптево-Чукотского шельфа — к северу от Восточно-Сибирского моря — имеет относительно малые глубины, равные 2000—2400 м, в то время, как для котловин Нансена и Амундсена, а также Канадской и Бофорта средние глубины соответственно равны 4300, 4000 и 3500—3000 м.

Баренцево-Карский шельф отделяется от Гренландско-Канадского Срединным хребтом Северного Ледовитого океана и океаническим (рифтовым) желобом Лены, представляющим собой единственный «сквозной» разрыв в циркумарктической материковой отмели.

* Морфодизъюнктивы — региональные зоны разрывных нарушений, выраженные в рельефе в виде протяженных уступов с амплитудой до 2—3 км.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ШЕЛЬФА

Разрывные нарушения. В крупных формах рельефа Арктического шельфа, особенно в его наиболее расчлененных Гренландско-Канадском и Баренцево-Карском секторах, четко выражены две системы неотектонических разрывных нарушений. Последние представлены в рельефе гравитационными склонами, из числа которых самые крупные — «морфодизъюнктивы» — связаны с региональными зонами разрывных нарушений, обуславливающих существование материковых склонов, контуры крупных складчато-глыбовых морфоструктур и т. п.

На шельфе наиболее четко выражена широтно-меридиональная система «живых» разломов, с которой связано возникновение ложбин и желобов соответствующего простирания.

Ложбины — это такие депрессии, которые, так же как и относительно возвышенные участки шельфа, практически не несут покрова донных осадков, желоба же — депрессии, в которых развит покров неконсолидированных отложений более или менее продолжительной эпохи неволновой (пелагической) аккумуляции. Желоба, расположенные на внешнем крае шельфа и морфоструктурно связанные океаническими котловинами, могут быть названы субокеаническими.

На рассматриваемом (с запада на восток) Арктическом шельфе СССР можно выделить следующие депрессии субмеридионального простирания:

а) субокеанический желоб Франц-Виктория (до 430 м), отделяющий пластовое плато о. Виктория от существенно вулканического плато Земли Франца-Иосифа;

б) субокеанический желоб Святой Анны (500—700 м) — наиболее протяженный и представляющий собой самую крупную дизъюнктивную морфоструктуру на всем Арктическом шельфе Евразии. Геологические данные позволяют предполагать, что по его сбросовым плоскостям произошло смещение амплитудой до 2000 м. К югу глубины желоба уменьшаются, и по мере приближения к району Новой Земли рельеф его дна выравнивается процессами неволновой аккумуляции. Аэромагнитные исследования Д. В. Левина и С. М. Крюкова показали, что желоб Святой Анны приурочен к зоне разломов очень глубокого заложения. Имеется ряд данных, согласно которым эта зона может быть прослежена далеко на юг — за пределы Азиатской Арктики, а в противоположном направлении — трассирована через острова и сушу Канадской Арктики;

в) субокеанический желоб Воронина (более 300 м). С геолого-геоморфологических позиций к этому желобу следует относить всю впадину, которая отделяет Центральное Карское плато от островов и прилегающего мелководья Северной Земли, замыкаясь на юго-востоке мелководьем островов Сергея Кирова и о. Воронина. Наиболее глубокая и выровненная донными осадками северная часть желоба Воронина южнее сменяется относительно мелководными участками, отличающимися дробным неотектоническим расчленением.

Из субширотных депрессий в Евразийской части Арктического шельфа наиболее отчетливо выделяются: основной рукав Медвежинской ложбины, где отмечаются наибольшие глубины Баренцева моря — около 600 м, субокеанический желоб Южного мыса (часть его, располагающаяся вдоль параллели 76°). Обе эти субширотные депрессии, как большая часть субмеридиональных депрессий Баренцево-Карского шельфа, должны быть отнесены к категории субокеанических.

Субмеридиональные желоба и ложбины чередуются с относительно приподнятыми блоками, глубины над которыми обычно не пре-

вышают 50—150 м. К наиболее приподнятым участкам этих блоков приурочены отдельные острова и архипелаги. К таким мегаблокам относятся:

а) Шпицбергенско-Медвежинское мелководье и располагающиеся к югу от него участки мелкого моря, тяготеющие к Скандинавскому полуострову (плато Копытова);

б) блок, включающий архипелаг Земли Франца-Иосифа (с его подводным цоколем), подводное (базальтовое) плато, расположенное в проливе Шиллинга (между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей), Новую Землю и прилегающее с северо-запада подводное Северо-Новоземельское плато;

в) Центральное Карское плато, сильно расчлененное разломами северо-западного и северо-восточного простирания, увенчанное банками и быстро абрадирующими островами;

г) Северная Земля и ее подводный цоколь, являющийся блоком того же порядка, что и Карское плато, но в отличие от него в своей большей части возвышающиеся на высоту до 965 м и над уровнем моря, расчленяясь узкими грабенами проливов с глубинами до 300 м ниже уровня моря;

д) поднятие в районе Новосибирских островов, которое вместе с тяготеющими к нему с севера мелководьями можно рассматривать как неотектонически предопределенное внутришельфовое продолжение подводного хребта Ломоносова. При этом группа островов Анжу (особенно в их западной части) представляет собой сложную систему меридиональных горстов и грабенов меньшего порядка, из которых наиболее приподнят блок о. Котельного. Единство их неоструктуры подтверждается аэромагнитными исследованиями Д. В. Левина и С. М. Крюкова (1955 г.), которые указывают на наличие погребенных субмеридиональных разломов в этом районе, переходящих с шельфа в зоны обоих склонов хребта Ломоносова;

е) поднятие в районе островов Врангеля — Геральда, которое, по-видимому, взаимосвязано с расположенным восточнее широтным поднятием хр. Брукса — на севере Аляски.

Более древняя система *диагональных* (северо-западных и северо-восточных) разрывных дислокаций обнаруживается только внутри приподнятых блоков и сводовых поднятий Арктического шельфа, тогда как в его желобах она завуалирована продуктами неволевой аккумуляции. Диагональные разрывные дислокации, как и дислокации меридионально-широтные, наиболее четко проявились на Баренцево-Карском шельфе. Они прекрасно выражены в подводно-надводном рельефе Шпицбергена (пролив Хинлопен), Новой Земли и особенно Земли Франца-Иосифа, которая представляет собой наиболее раздробленную область Арктического шельфа (Дибнер и др., 1959; Дибнер, 1963, 1965), видимо, не случайно непосредственно тяготеющую к зоне глубинных разломов желоба Святой Анны. Диагональные разломы хорошо выражены также в рельефе суши и шхерного мелководья в районах Финмаркена и Кольского полуострова (Рихтер, 1936 г.), полуострова Канина (Спиридонов, 1959 г.), Берега Харитона Лаптева (Дибнер, 1959). Диагональные (особенно северо-западные) разломы четко устанавливаются в рельефе дна и побережья Белого моря (Животовская, 1960 г.; Медведев, 1961 г.), где они совпадают с «сейсмогенетическими зонами» частой повторяемости короткофокусных землетрясений (Панасенко, 1960 г.).

В рельефе Лаптево-Чукотского шельфа диагональные разломы прослеживаются в районе островов Анжу и вдоль юго-восточного

побережья Чукотки, где им подчинен ее подводный склон и сопровождающая его прибрежно-краевая обширная, но неглубокая ложбина.

Сводообразные и куполовидные поднятия. Другая важная особенность неотектонического рельефа Арктического шельфа проявляется в существовании региональных и локальных сводообразных поднятий, которые представлены группами островов и полуостровов и их подводными цоколями, а также подводными поднятиями морского дна. Такие изометрические (реже вытянутые) сводообразные поднятия наиболее отчетливо проявляются в рельефе Лаптево-Чукотского шельфа и в тех районах Баренцево-Карского шельфа, где они не затушеваны более контрастно проявившимися блоковыми (разрывными) дислокациями. В некоторых случаях пологие воздымания дна шельфа входят как составные части в еще более протяженные субмеридиональные мегаблоки рельефа, описанные выше. Кроме того, следует отметить, что все эти воздымания местами усложнены обрамляющими или раздробляющими их разрывными нарушениями.

К изометрическим поднятиям относится эллипсообразное поднятие Кольского полуострова, переходящее на Финмаркене в свод Балтийского пенеппена еще большего радиуса, где в него включается не только зона прибрежных шхер, но и более удаленное Мурманское мелководье. Более крутой свод такого же типа вырисовывается на восточной периферии Таймырского полуострова, а также на низменном, но почти столь же обширном Алазейском поднятии и тяготеющем к нему обширном мелководье. Еще лучше выражены изометрические поднятия, охватывающие Северную Землю, а также чисто подводные своды Центрального Баренцевоморского плато и Гусиной банки. В море Лаптевых к таким образованиям относится сводовое поднятие «Янские банки» (севернее одноименного залива) и другие небольшие изометрические банки.

Менее крупные куполовидные поднятия образуют острова, расчленяемые радиальной гидросетью. Таковы о. Колгуев, о. Свердруп, острова Сергея Кирова, Песчаный, Большой Ляховский, Фаддеевский и некоторые другие с окаймляющими их подводными абразионными платформами.

Сводообразные поднятия как региональные пликативные формы образовались, по-видимому, несколько раньше, чем генетически связанные с ними диагональные разрывы (Гаккель, 1959), так как последние там, где они приурочены к сводам, почти нигде не выходят за их пределы.

Почти все эти поднятия обрамлены подковообразными депрессиями, самыми крупными из которых являются ложбина Рыбачья-Нордкапская, желоб Большой Новоземельский и ложбина Восточно-Таймырская. По своей компенсационной природе они вполне аналогичны прибрежно-краевым желобам, описанным в 1958 г. Г. Хольтедалем (Holtedahl) вблизи побережий Норвегии, Гренландии, Лабрадора и т. д.

Особо выделяется кольцеобразная депрессия вокруг сводового поднятия Янских банок. К этому же типу депрессий относится и ложбина, протягивающаяся вдоль Гусиной банки.

Проявления в рельефе линейно-прерывистой складчатости. На периферии Алазейского поднятия и за его пределами выявлены концентрические и линейно вытянутые цепи подводных валов, которые связываются с проявлением неоген-плейстоценовых движений и трактуются как линейно-прерывистые складки осадочного чехла (Ломаченков, 1965). Аналогичные гирлянды складок выражены вдоль восточ-

ного побережья Таймыра и на юго-западе Карского моря, где они повторяют очертания Восточно-Новоземельского желоба и берегов Новой Земли. В обоих районах эти валообразные складки явились основой для наложенных форм рельефа конечноморенного типа.

Приуроченность платформенных дислокаций к определенным районам морей Печорского, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского может служить одним из признаков нефтегазоносности этих частей шельфа, особенно если учесть, что в прототектоническом плане они соответствуют обширным эпиконтинентальным впадинам земной коры.

Оценивая интенсивность неотектонического расчленения Арктического шельфа СССР и Евразии в целом, следует еще раз указать на относительно сильную раздробленность его Баренцево-Карской части. Особенно это относится к Карскому морю, по дну которого отдельные меридиональные уступы прослеживаются на многие сотни километров за пределами желобов и находят свое естественное продолжение в очертаниях Ямальского полуострова, Гыданского залива и западного побережья горного Таймыра. Аналогом этого района в американском секторе Арктики является восточная часть Канадского архипелага, отличающаяся даже еще большей интенсивностью вертикальных движений. По-видимому, именно через эти два региона проходит зона гигантского глубинного разлома, который морфологически наиболее ярко выражен желобом Святой Анны.

На Баренцевом шельфе меридиональные и широтные нарушения тяготеют в основном к Норвежско-Шпицбергенскому и Шпицбергенско-Североземельскому материковым склонам, диагональные дизъюнктивы, связанные главным образом с крупными сводовыми поднятиями, образовались также почти исключительно по периферии этого шельфа. Отсутствие заметных перемещений отдельных блоков в центральной части Баренцева моря является, по-видимому, следствием того, что здесь его прогиб уже длительное время компенсируется за счет накопления многокилометровой толщи рифей-палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений. Это же в свою очередь, вероятно, и служит причиной, отмеченной В. А. Токаревым в 1959 г. асейсмичности Баренцева моря.

Подобные же причины напрашиваются и для объяснения асейсмичности некоторых других территорий, например Гренландии, центральная часть которой также, по мнению Коха, представляет собой прогиб древнего (архейско-протерозойского) фундамента, выполненный палеогеновыми базальтами а, возможно, также и более древними отложениями протерозойского платформенного чехла. Такое объяснение представляется более правдоподобным, чем попытка связать асейсмичность Гренландии (как и Антарктиды) с нагрузкой ледяного щита (Воронов, Клушин, 1963 г.), так как это совершенно неприменимо к асейсмичным регионам, не являющимися аренами современного оледенения.

РЕЛЬЕФ ДЕНУДАЦИОННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЙ С ПРОТОТЕКТОНИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ ГЕОСТРУКТУРЫ

Прежде чем перейти к изложению материала по этому разделу, необходимо подчеркнуть, что то или иное «пассивное» отражение геологической структуры (прототектоники — по Г. Штилле) в рельефе немислимо без участия описанных выше неотектонических движений.

Только в связи с последними и находят (либо не находят) свое отражение в рельефе региональные особенности прототектоники.

Поэтому прототектонические и неотектонические факторы рассматриваются раздельно только ради удобства анализа происхождения различных типов денудационного рельефа. Последний в зависимости от характера обработки агентами денудации обычно подразделяется на рельеф скульптурного и структурного происхождения.

Скульптурный рельеф, срезающий сложные складчатые структуры, подразделяется на два подтипа: пенеплены и сложный горный рельеф.

Пенеплены на суше обычно развиты на дорифейском кристаллическом фундаменте, а на шельфе — также и на более молодом складчатом основании. К последним относятся: а) Балтийский пенеплен в его северной, затопленной части (район Мурманского мелководья); б) Карский пенеплен, представляющий собой цокольную (экзарированную) равнину Таймырского мелководья, являющуюся надводно-подводным продолжением рельефа Берега Харитона Лаптева, полуострова Челюскина и несколько омоложенного пенеплена о. Большевик.

Существование подводного абрадированного пенеплена на мезозойском складчатом основании можно предполагать к северу от Чукотской горной страны.

Сложный горный рельеф складчато-глыбовых сооружений, резко воздымается над поверхностью шельфа и его мелководного моря. Это, прежде всего, система Вайгача — Новой Земли, представляющая совершенно нехарактерное для какого-либо шельфа явление непосредственного и глубокого проникновения горного рельефа в его пределы. Более локальные участки горного рельефа представлены в активизированных зонах каледонид (на о. Октябрьской Революции) и мезозоид (на островах Котельном и Врангеля). На всей остальной площади Арктического шельфа СССР, как уже указывалось выше, складчатые сооружения, даже самые молодые, погружены под мощный чехол пологозалегающих осадочных пород.

Для скульптурного рельефа очень характерны проявления экзарационного фактора, связанного с воздействием плейстоценовых покровного и горно-долинного оледенений. В связи с этим на западе южной части Новой Земли и о. Вайгач прибрежные районы имеют четко выраженный шхерный характер, а неглубокие долины некоторых рек напоминают фиорды. Аналогичные подводно-надводные шхеры развиты на прочных метаморфических породах и гранитоидах Балтийского пенеплена — у фиордовых берегов Финмаркена, Мурмана и Карельского Беломорья. Этот тип подводного рельефа характерен также для Таймырского мелководья, тяготеющего к Берегу Харитона Лаптева и полуострову Челюскина (Куликов, Мартынов, 1961), а также к юго-восточным берегам Северной Земли.

Более северные части островов Новой Земли и Северной Земли расчленены фиордами, часть которых наполовину занята современными ледниками. Такие же фиорды еще более характерны для многих островов Земли Франца-Иосифа и выявлены к юго-востоку от этого архипелага — на подводном вулканическом плато порога Шиллинга, которое расчленено троговыми долинами глубиной до 250—300 м. Во всех этих районах, как и на возвышенных побережьях Финмаркена, Северного Мурмана, Северного Таймыра и Чукотки, троговые долины возникли, вероятно, на самых первых этапах четвертичного оледенения. В это время тектоно-эрозионный рельеф возвышенных районов шельфа был преобразован в тектоно-гляциальный. По мере развития оледенения, которое на островах Приатлантической Арктики вряд ли

полностью исчезало в межледниковые эпохи четвертичного периода, ледниковые долины оказались погребенными под сплошным покровом льда. В конце плейстоцена и голоцена нижние участки этих долин были затоплены морем и в процессе позднепоследледниковой эвстатической трансгрессии, а местами также и в результате гляциозостатического погружения суши и шельфа.

Структурный рельеф почти полностью отражает залегание пластов осадочных и магматических пород, а также плутонов, отпрепарированных денудацией. В нем выделяются следующие подтипы:

а) вулканические и субвулканические плато, образованные соответственно базальтовыми покровами и пластовыми интрузиями. Сюда относится большая часть Земли Франца-Иосифа и затопленные базальтовые плато к югу и юго-западу от этого архипелага (Груманландский прогиб), а также острова Беннетта и Жохова из группы островов Де-Лонга и их обширная подводная платобазальтовая периферия, установленная по данным аэромагнитной съемки;

б) пластовые плато, развитые на относительно прочных, обычно рифейско-палеозойских или раннемезозойских, осадочных породах. Типичным плато такого рода является Центральное Баренцевоморское плато, сложенное, как показали исследования на судне «Батайск» в 1964 г., пластами верхнемезозойских отложений, очень пологопадающих к центру этого подводного поднятия. Аналогичным образом, видимо, устроены и плато Персея (мезозой ?), Северное Новоземельское плато (верхний палеозой ?), а также надводно-подводное плато о. Пионер (средний палеозой) и др.;

в) пластовые плато, развитые на рыхлых доплейстоценовых отложениях, и пластовые равнины, сложенные плейстоценовыми доюрмскими рыхлыми породами. К пластовым плато этого типа относятся восточные острова Земли Франца-Иосифа, острова и мелководья Центрального Карского плато, а также обширные подводные плато на западе Лаптево-Чукотского шельфа. Платовая равнина расположена на северном продолжении Западно-Сибирской низменности, ею является Ямало-Гыданская отмель Карского моря, сложенная существенно суглинистыми отложениями плейстоценовой бореальной трансгрессии.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Шельф как денудационно-аккумулятивная низменная периферия материка с характерным для нее неустойчивым режимом (то выше, то ниже уровня моря) несет следы различных процессов, в связи с чем на описанной выше прото-неотектонической основе сформировались различные субаэральные и субаквальные формы рельефа.

Субаэральный рельеф

Как и в разделе, посвященном денудационному рельефу, здесь речь будет идти о генетических поверхностях, образовавшихся на суше и затем затопленных и ставших, таким образом, реликтовыми. При этом выделяются два типа рельефа: 1) аккумулятивный рельеф, связанный с мощным рыхлым покровом, целиком скрывающим прототектонические особенности подстилающих пород, и 2) аккумулятивный рельеф, связанный с маломощным и прерывистым покровом, сквозь который повсеместно просвечивает более древний рельеф иного происхождения.

Реликтовый аккумулятивный рельеф сохранился на шельфе везде, где он не попал в зону позднеголоценового волнового воздействия (районы унаследованных поднятий) и не оказался погребенным под сравнительно мощным покровом донных осадков (районы унаследованных опусканий).

Рельеф мощного аккумулятивного покрова ледниковых, водно-ледниковых и озерно-аллювиальных отложений

К этому типу рельефа в пределах суши относятся:

а) разновидности в узком смысле ледникового (моренного), а также камового рельефа, широко развитые на северных низменных побережьях северо-восточной Европы и отчасти Сибири. Это — низовья Мезени, Малоземельская и Большеземельская тундры, Южный и Центральный Ямал, низовья Енисея и Таймырская низменность;

б) зандровые и ледниково-озерные низины, чередующиеся с рельефом в узком смысле ледникового (аккумулятивного) происхождения. Сюда же относятся перигляциальные равнины озерно-аллювиального происхождения типа полесий, которые правильнее было бы называть «озерно-проточными» (аллювиальные фации в составе этих отложений представлены не полностью, а только своими пойменными субфациями). Эти водно-ледниковые и перигляциальные равнины спорадически развиты на севере (особенно северо-востоке) Европейской части СССР, а также занимают огромные пространства на севере Западной Сибири и в Таймырской равнине. Равнины чисто озерно-проточного происхождения занимают большую часть Лено-Хатангской, Яно-Индигирской и Колымской низменностей, а также острова Ляховские. Для этих равнин, скованных мерзлотой и пронизанных конжеляционно-жильными льдами, очень характерен полигонально-байджераховый рельеф, который к западу от устья Лены образует все переходы к рельефу аласовому.

Исследования последних лет показали, что рельеф ледниково-аккумулятивного облика широко развит в пределах Баренцево-Карского шельфа. Исключением в этом отношении является только зона, в которую входит желоб Святой Анны и дно моря к югу от него, располагающаяся на продолжении приосевой полосы северной части Западно-Сибирской низменности, где отсутствуют прямые данные о позднеплейстоценовом зырянском (калининском) оледенении. На остальной площади Баренцево-Карского шельфа ледниково-аккумулятивные холмы и плоский рельеф моренных равнин занимают большие площади, закономерно чередуясь либо с подводными равнинами перигляциального происхождения, либо с экзарационными формами, особенно характерно представленными на Мурманском и Притаймырском мелководьях и внутри Центрального Карского плато. Всхолмленный ледниково-аккумулятивный рельеф выявлен даже в Центральной Баренцевоморской депрессии, где он прикрыт слоем мощностью 1—3 м донных илов (Ignatius, 1961). В общем, судя по новейшим исследованиям, в Баренцевом море ледниковый котловинно-холмистый рельеф встречается на разных глубинах, вплоть до 450 м ниже уровня моря, как например, у подножия Северного склона желоба Медвежинского.

В пределах Баренцево-Карского шельфа намечаются даже целые пояса краевых образований, характеризующихся теми же морфологическими показателями, что и на северо-западе Восточно-Европейской равнины. Это многорядные субпараллельные цепочки подводных холмов с относительными превышениями до 50—100 м, имеющие размеры

до 10—15 км по длинной оси. На дне Баренцева моря такие краевые комплексы наиболее четко выражены в виде выпуклой к югу и юго-востоку дуги вдоль северного борта Медвежинского желоба и также субширотной дуги, развитой к юго-западу от Центрального Баренцево-морского плато (в районе 73° с. ш.). Еще один краевой комплекс намечается в виде полосы, протягивающейся вдоль юго-восточного тектонического края Центральной Баренцево-морской впадины (к северо-западу от Канинско-Колгуевского плато и Гусиной банки).

Не менее характерный крупнохолмисто-котловинный (мореноподобный) рельеф развит в юго-западной части Карского моря — между Большим Новоземельским желобом и западным склоном Ямало-Гыданской отмели.

В более восточных районах Баренцево-Карского шельфа мореноподобные гряды выделены (по материалам дешифрирования): 1) вдоль юго-восточного борта подводного цоколя островов Сергея Кирова, где они морфологически очень близки к краевым образованиям Баренцева шельфа; 2) внутри прибрежно-краевой (компенсационной) Восточно-Таймырской ложбины, где, как и на Западно-Карской моренной равнине, отдельные скопления подводных холмов подчинены очертаниям восточнотаймырского выступа суши. Еще восточнее, уже в пределах Лаптево-Чукотского шельфа, рельефные грядово-ложбинные (краевые?) образования выражены к северу от островов Анжу и Де-Лонга, где они составляют широкую выпуклую к северу дугу.

Следует отметить, что мореноподобные холмы Западно-Карской равнины, Таймырской ложбины и к северу от Новосибирских островов, по всей вероятности, приурочены к проявлениям линейно-прерывистой (неоген-плейстоценовой?) складчатости, структурные формы которой повторяют внешние (неотектонически) очертания более древних и жестких глыб Новой Земли, Восточного Таймыра и Новосибирских островов.

За восточными пределами советского сектора Арктического шельфа ледниково-аккумулятивные формы рельефа установлены американскими исследователями на шельфе Бофорта и в прилегающей (восточной) части шельфа Чукотского моря (Ostense, 1961). В западной части дна Чукотского моря и на дне моря Лаптевых подобные формы рельефа не выявлены и, возможно, полностью отсутствуют. Правда, обнаруженные здесь Н. А. Беловым и позднее Ю. П. Семеновым (1965) плотные алевриты (перекрытые маломощным и прерывистым покровом донных илов) макроскопически, а также по отсутствию органических остатков, сходны с мореноподобными («древними») глинами Баренцево-Карского шельфа. Однако исключительно плоский рельеф их кровли и самого морского дна указывает на то, что эти отложения имеют скорее всего ледниково-озерное происхождение. На отдельных участках этих затопленных равнин новейшими исследованиями (Клюев, 1966 г.) выявлены участки развития реликтового полигонального рельефа, обновляющегося в штормовую погоду за счет вымывания ила, скопляющегося при протаивании (сверху) вертикальных ледяных жил. В совокупности эти данные указывают на существование на дне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского обширного продолжения перигляциальных равнин, слагающих приморские низменности между Леной и Колымой и острова Большой и Малый Ляховские.

Аналогичная перигляциальная равнина, но выровненная абразией располагается к северу от Ямала и Гыдана (Ямало-Гыданская отмель). Она является северным продолжением центральной «интергля-

циальной» зоны Западной Сибири, которая на дне моря, как и на суше, с запада и востока обрамляется областями развития ледникового рельефа.

Наложенный ледниковый рельеф

Этот тип рельефа связан с развитием маломощных плащей ледниковых и водно-ледниковых отложений, которые развиты на Балтийском пенеппене, Чукотке и на некоторых других цокольных равнинах, низкогорьях и плато. В этих районах наложенный ледниково-аккумулятивный рельеф чередуется или сочетается с наложенным ледниково-денудационным (экзарационным) рельефом, так что местами (например, в Фенноскандии и на Таймыре) наблюдаются все переходы от структурного, или скульптурного, рельефа через наложенные экзарационные и ледниково-аккумулятивные образования к чисто аккумулятивному рельефу ледникового и перигляциального происхождения. Затопленный наложенный экзарационный и экзарационно-аккумулятивный рельеф свойствен прибрежным шхерным мелководьям Кольского полуострова, Новой Земли, Таймыра, а также широко развит в пределах Центрального Карского плато.

Эрратические валуны и пути их переноса

Пути переноса эрратических валунов лучше всего изучены на территории Фенноскандии, для северной части которой, по данным У. Хольтедаля (Holtedah, 1953 г.) и других, известно их «центробежное» растекание по радиусам, направленным вкост береговой линии Норвежского, Баренцева и Белого морей. Восточнее, в Печорской низменности, валуны, обнаруженные на мореноподобных холмах («мусюрсах»), принесены, по данным М. С. Калецкой (1960), с Урала и Пай-Хоя, а не с Новой Земли, как предполагал ранее С. А. Яковлев, что говорит о соединении этих покровов в эпоху калининского оледенения.

Третий центр оледенения намечается на северо-западе Баренцева моря: на островах Медвежьем и Виктория встречаются валуны с Северо-Восточной Земли и Земли Короля Карла (Де-Геер, 1900г.; Дибнер, 1957), что хорошо согласуется со схемой рационального растекания льда из района Земли Короля Карла, составленной Бюделем (1960 г.) на основании анализа ледниковой штриховки.

Еще один центр оледенения существовал, вероятно, в районе порога Шиллинга, на что указывают следы перемещения ледниковых валунов в пределах архипелага Земли Франца-Иосифа с юго-юго-востока на северо-северо-запад (Дибнер, 1965). В районе залива Цивольки (на восточном берегу Северного острова Новой Земли) Б. С. Романович в 1953 г. обнаружил валуны не известных нигде на Новой Земле мясо-красных и белых известняков, диабазов и мандельштейнов. Не исключено, что эти валуны были принесены также из района порога Шиллинга, куда, вероятно, распространяются нижнемеловые основные эффузивы, протягивающиеся с Земли Франца-Иосифа, к югу от которой известны признаки развития древних палеозойских карбонатных пород (Дибнер, 1966 г.). Таким образом, намечается четвертый центр оледенения шельфа — на северо-востоке Баренцева моря.

На островах Северной Земли Н. Г. Загорской (1959) установлено перемещение валунов с о. Октябрьской Революции в северо-северо-западном и юго-юго-восточном направлениях. Валуны североземель-

ского происхождения известны также и на островах Сергея Кирова (Ермолаев, 1938).

Имеются также данные о перемещении валунов в районе Новосибирских островов с мыса Шалаурова (о. Большой Ляховский) на мыс Высокий (о. Новая Сибирь) и с массива Святой Нос (на примыкающей части материка) в различные пункты островов Анжу и Де-Лонга (Куплетский, 1930), т. е. в северо-северо-западном, северном и северо-восточном направлениях. Данные эти до сих пор никем не опровергнуты, хотя большинство современных исследователей считают, что Новосибирские острова не покрывались материковым плейстоценовым оледенением.

Реликты покровного оледенения Арктического шельфа на островах

Особенности современного оледенения Земли Франца-Иосифа (Дибнер, 1962, 1965) свидетельствуют о том, что ее ледяные купола являются морфологически перестроившимися останцами плейстоценовых ледниковых покровов, сохранившимися на скальном основании выше уровня моря, в то время как остальная часть льда была разрушена абразией и морскими течениями. Так, ледяные купола островов Белый и Виктория являются реликтами ледяного покрова, сползавшего из района Северо-Восточной Земли и Земли Короля Карла, а ледник о. Ушакова — реликтом плейстоценового ледяного щита, сползавшего с Северной Земли.

К другой разновидности реликтовых льдов последнего покровного оледенения Э. В. Толль (1897), М. М. Ермолаев (1931, 1932), Д. С. Яшин (1959 г.) и другие исследователи относят пластовую разновидность горизонтальнослоистых ископаемых льдов островов Ляховских и Новой Сибири. Глетчерные льды Новосибирских островов, судя по их структуре, характеру трещиноватости и наличию огромных глыб отторженцев (?), сохранились в грабенах — под озерно-аллювиальными отложениями (с мамонтовой фауной), снесенными с относительно приподнятых блоков. Последние обнажились из-под сплошного ледяного покрова на первых этапах его таяния. Д. М. Колосов считал глетчерными даже льды, широко развитые в Приморской низменности, между устьями рек Лены и Колымы (Ермолаев, 1931, 1932; Колосов, 1947).

Аналогичный глетчерный лед, захороненный под мореной и морскими отложениями 10—20-метровой террасы, известен со времени работ В. А. Русанова на берегу Крестовой губы на Северном острове Новой Земли (Русанов, 1945). Лед, видимо также глетчерного происхождения, прикрытый типичным валунным суглинком, наблюдался А. П. Окладниковым во время его археологических исследований в 1946 г. на о. Фаддея (у северо-восточного побережья Таймыра).

Рельеф флювиальной (аллювиальной и дельтовой) аккумуляции

Этот тип рельефа развит главным образом в приустьевых участках Печоры, Оби, Енисея, Лены, Индигирки, Колымы и других северо-европейских и сибирских рек. Его реликты прослеживаются на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в виде ныне затопленных северных продолжений Оленека, Лены, Индигирки и Колымы. На прилегающей суше в речных долинах этих рек местами выделяются террасовые поверхности нескольких возрастов, вплоть до раннеплейстоценовых в низовьях Оленека и Лены.

Геоморфологическое значение гляциоизостатического и эвстатического факторов

Неравномерная, но в общем весьма значительная нагрузка верхнеплейстоценовых ледниковых щитов на Гренландско-Канадский и Баренцево-Карский шельфы и почти полное отсутствие ее на Лаптево-Чукотском шельфе обусловили наибольшее погружение материка и соответственно наибольшую ширину именно Баренцева шельфа, который, по-видимому, аналогично дну Гудзонова залива в целом еще не успел выпрямиться после ледниковой нагрузки (Шипард, 1951). Гляциоизостатические поднятия коснулись пока только периферических районов Баренцева шельфа, в связи с чем там на островах образовались приподнятые древние береговые линии, а бровка шельфа оказалась приподнятой относительно его внутренних районов.

Одновременно наблюдается закономерное уменьшение глубины затопления шельфа на восток и на запад от Гренландского моря. Это объясняется различным суммарным эффектом поздне-последлеистоценовых гляциоизостатических поднятий и эвстатической трансгрессии в указанных регионах (в зависимости от бывшей ледниковой нагрузки и последующей разгрузки). Это наглядно зафиксировано соответствующими высотными отметками морских террас. Они максимальны на севере Баренцева моря (до 200 м и более) и сходят на нет в районе Берингова пролива и шельфа Бофорта (Хопкинс, 1965). Как уже указывалось, на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, а также Бофорта широко развит реликтовый рельеф перигляциального происхождения.

На Лаптево-Чукотском шельфе отчетливо сохранились следы хорошо развитой гидросети (затопленные долины крупных сибирских рек и многочисленные тальвеги локальной гидросети шельфа), что также указывает на совсем недавно закончившуюся субаэральную фазу его существования. Судя по некоторым зоогеографическим и особенно археологическим данным, последняя трансгрессия здесь наступила всего 5000—3000 лет назад (Дибнер, 1962 г.; Нэсис, 1963 г.).

Все упомянутые субаэральные формы сохранились на шельфе в связи с поздне-последлеистоценовой трансгрессией, в результате которой уровень Мирового океана за 12 000 лет (18 000—6000 лет назад) поднялся на 100 м (Fairbridge, 1959 г.). Важно отметить, что этот отрезок времени почти совпадает с эпохой оптимального гляциоизостатического поднятия, происходившего 12 000—8000 лет назад (Saugato, 1959; Feiling-Hansen, Olsson, 1959—1960; Flint, 1959; Baulig, 1961). Это замечательное совпадение показывает, что земная кора весьма эластична, так как реагирует на разгрузку от тяжести ледникового покрова почти столь же быстро, как и уровень Мирового океана, зависящий от таяния этого покрова. Факт этот имеет, в частности, большое принципиальное значение для решения сложных проблем реконструкции процессов перерождения континентальной коры в кору океанического типа.

Наибольший эффект поздне-последледниковой трансгрессии проявлялся на периферии и за пределами верхнеплейстоценового ледникового покрова, где гляциоизостатические движения не могли иметь сколько-нибудь существенного значения. В этих районах зона активного волнового воздействия перемещалась столь быстро, что субаэральный (структурный и ледниковый) рельеф не успел подвергнуться размыву и сохранился весьма отчетливо.

Субаквальный рельеф

К этому типу рельефа относятся поверхности специфического донного рельефа, созданные процессами абразии, а также волновой и неволновой аккумуляции.

Абразионные и абразионно-аккумулятивные поверхности

Среди абразионных поверхностей выделяются:

а) современные абразионные платформы, соответствующие участкам шельфа, находящимся в зоне активного волнового воздействия, глубина которых в зависимости от степени ледовитости акватории колеблется от 10—20 до 40—50 м. Эти поверхности образовались за последние 6000 лет, когда, согласно Ф. Шипарду, уровень Мирового океана, судя по наблюдениям в гляциоизостатически и тектонически стабильных районах, поднялся всего на 6 м (Shepard, 1964 г.);

б) реликтовые (погруженные до глубины 80—90 м) абразионные поверхности, образовавшиеся в связи с тектоническими опусканиями. Такой поверхностью являются Ямало-Гыданская отмель, локализуемая в субмеридиональной зоне тектонического опускания — на южном продолжении желоба Святой Анны, а также Канинско-Колгуевское мелководье и др.;

в) абразионно-аккумулятивные поверхности, развитые в прибрежных участках морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Здесь происходит переотложение обломочного материала, выносимого реками, а также поступающего за счет абразии (главным образом, — термоабразии) легко разрушаемых берегов, сложенных рыхлыми перигляциальными отложениями.

Поверхности неволновой аккумуляции

Здесь относятся прежде всего плоские, практически горизонтальные поверхности, образованные в результате пелагического осадконакопления в шельфовых и субокеанических желобах Нордкапском, Святой Анны, Воронина, Мод, Большом Новоземельском, а также отчасти в ложбинах Центральной Баренцевоморской, Северо-Восточной Баренцевоморской и др.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗВИТИЯ ШЕЛЬФА

Рассмотрение главных особенностей рельефа Арктического шельфа и роли отдельных факторов в его формировании позволяет прийти к выводу о постоянной тенденции этой территории к прогибанию, которое обычно компенсировалось на уровне эпиконтинентального моря или реже низменной суши. При этом если для внутриконтинентальных регионов характерны процессы активизации, в частности процесс неотектонического обновления рельефа даже древних платформ, то шельфовой периферии материков свойственно глубокое погружение разновозрастных, вплоть до самых молодых, складчатых сооружений. Однако отдельные части шельфа, затронутые неотектоническими разрывными движениями и испытывающие пологие поднятия и опускания, в одних случаях подвергаются обработке агентами денудации, а в других — становятся областями накопления продуктов аккумуляции. В результате неотектонических движений и обусловленных ими субаэральных и субаквальных процессов в рельефе

шельфа выражаются эти два ряда генетических поверхностей, каждый из которых возникает и существует на дне моря во время тех или иных тектонических тенденций.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АВАНШЕЛЬФОВ

Аваншельфы — это особый тип шельфа в виде сильно погружившейся (до 700—1000 м и более) равнинной поверхности, расположенной перед обычным шельфом, при переходе его к океанической впадине. Площадь таких огромных мысообразных выступов с прерывистым чехлом донных осадков может достигать многих десятков и даже сотен тысяч квадратных километров. Подобные образования известны на западе Атлантического океана, где американские ученые выделяют их под названием «краевые плато» (Heezen et al., 1959 г.).

В Северном Ледовитом океане типичными образованиями этого рода являются Норвежский аваншельф (за пределами рассматриваемых акваторий) и Чукотский аваншельф, располагающиеся перед одноименными шельфами.

Чукотский аваншельф — это выдвинутый в океан выступ Чукотского шельфа, отделившийся от него сбросами и характеризующийся радиальной системой расчленения. Состоит он из двух несколько разобренных поднятий, которые американскими исследователями названы Чукотское и Северный Ветер, с наименьшими глубинами на них около 250 м, а между ними — до 450 м (Fisher et al., 1958; Cromie, 1961; Dietz & Shumway, 1961 г. и др.). В целом Чукотский аваншельф даже не полностью отчленен материковым склоном и сопровождающей его ложбиной (глубины до 1500 м) от Чукотского шельфа и по своей морфоструктурной позиции напоминает поднятие Флеминг-кап вблизи Большой Ньюфаундлендской банки (Hunkins, 1962). По совокупности гравимагнитных, геоморфологических и геолого-петрографических данных, собранных на станциях СП-2, «Чарли», а также американским ледоколом «Северный Ветер» и др. (Белов, Лапина, 1961; Cromie, 1961 г.; Hartog, Ostenso, 1962, Ostenso, Ostenso, Parsk, 1964 г.), рассматриваемый аваншельф представляет собой остаточную глыбу Гиперборейской платформы с корой континентального типа мощностью около 32 км и частично обнаженным кристаллическим фундаментом. Аэромагнитные исследования, произведенные Висконсинским университетом (Остенсо, 1962), показали, что среди монотонного рельефа вершинной части Чукотского аваншельфа наблюдаются весьма изменчивые поля, указывающие на резкие неровности поверхности сильномагнитных пород.

Это может свидетельствовать о наличии обогащенных рудными минералами древних кристаллических пород (Ostenso, 1962 г.).

Предположение о выходах на Северо-Чукотском поднятии кристаллического фундамента в какой-то мере подтверждается единичными находками биотитовых гнейсов, граносиенитов и диабазов, поднятых дрейфующей станцией СП-2 (Белов, Лапина, 1961). Судя по строению древней глыбы на севере Чукотского полуострова, эти породы могут принадлежать древнему (протерозойскому) фундаменту. В пользу такого предположения свидетельствуют также особенности морфологии Чукотского аваншельфа — расчленение его радиально расположенной сетью подводных долин. Подобный тип расчленения характерен, как известно, для устойчиво воздымающихся и по этой причине глубоко денудированных структур архейского кристаллического фундамента.

На дрейфующих станциях СП-2 и «Чарли» кроме кристаллических были подняты и обломки осадочных пород, указывающих на то, что

в пределах Чукотского аваншельфа развит, видимо, также платформенный чехол. Осадочные породы представлены различными известняками и доломитами, которые, судя по геологическому строению Северной Аляски, о. Врангеля и других районов крайнего Северо-Востока Азии, могут быть по возрасту отнесены не выше чем к нижнему — среднему палеозою. Отсутствие следов регионального метаморфизма этих карбонатных пород указывает на их принадлежность к чехлу и хорошо согласуется с предположением о донижнесреднепалеозойском возрасте складчатого фундамента. Кроме того, на Чукотском аваншельфе были обнаружены полевошпатово-кварцевые песчаники; на его северной периферии они были представлены плохо сцементированными битуминозными разностями, содержащими обломочки лигнита; что говорит об их очень молодом, скорее всего неогеновом возрасте. Остальные (прочные сцементированные) песчаники, поднятые на станции «Чарли» при пересечении Чукотского аваншельфа, возможно, имеют верхнепалеозойский возраст, ввиду того что они, так же как аналогичные породы с плоскогорья Альфа, сходны с пенсильванско-пермскими песчаниками, слагающими основание толщи пород, образовавшейся в бассейне Свердруп.

В свете приведенных данных Чукотский аваншельф следует рассматривать как одну из остаточных глыб Гиперборейской платформы, выделенной впервые М. М. Ермолаевым (1933) в районе островов Де-Лонга и Анжу на основании пологого залегания нижнепалеозойских отложений на о. Беннета и слабого проявления складчатости на о. Котельном. М. М. Ермолаев, Н. С. Шатский (1935, 1963), Ю. М. Пушаровский (1960, 1963) и другие исследователи показывают Гиперборейскую платформу в границах, охватывающих восточную часть Тихоокеанско-Арктической провинции Северного Ледовитого океана. В близких к таким границам Гиперборейская платформа существовала, по-видимому, до конца неогена, когда большая ее часть обрушилась и превратилась в глубоководную океаническую котловину Канадскую — Бофорта.

АБИССАЛЬНАЯ ЗОНА

В рамки рассматриваемой нами территории входит некоторая часть глубоководной (абиссальной) зоны Северного Ледовитого океана, прилегающая к Арктическому шельфу Евразии с севера и запада. Эти абиссальные акватории принадлежат к Тихоокеанско-Арктической и Атлантическо-Арктической геолого-геоморфологическим провинциям (Nakkel, Dibner, 1966).

ТИХООКЕАНСКО-АРКТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Тихоокеанско-Арктическая провинция является областью развития подводных складчато-глыбовых сооружений кряжей — и плоскогорий, которым свойственна кора мощностью 15—18 км, близкая к I континентальному типу*. Указанные сооружения разделены субокеаническими котловинами, мощность коры под которыми от 10 до 20 км и более (тип коры внутренних и окраинных морей, по Г. З. Гурари и И. А. Соловьевой).

Наиболее крупными складчато-глыбовыми образованиями являются хребты Ломоносова и Менделеева. Хребет Ломоносова характери-

* Здесь и ниже типы коры характеризуются (по данным Р. М. Дементицкой и др., 1962, 1964) в соответствии с классификацией Г. З. Гурари и И. А. Соловьевой (1963 г.).

зуются крутыми склонами, расчлененными подводными каньонами, и выровненной вершинной поверхностью с минимальными глубинами дна менее 1000 м (Гаккель, 1957, 1961 г.). По совокупности аэромагнитных и сейсмических данных (Crary, Goldstein, 1957 г.; Cromie, 1961 г.; Hunkins, 1961 г.; Ostenso, 1962 г.; Деменецкая, Карасик, Киселев, 1964), интерпретированных с учетом состава грубообломочных пород, морфологии дна и геологического строения окружающей суши, можно предположить, что хребет Ломоносова представляет собой каледонское складчатое сооружение, местами соответствующее, в связи со своим двухъярусным строением, эпикаледонской платформе. Прерывистый чехол отложений (мощность до 300—400 м) на вершине и в верхней части склонов хребта представлен неконсолированными осадками, а в нижней — мезозойскими (?) породами, к которым приурочены пластовые интрузии долеритов или покровы базальтов. В складчатом фундаменте хребта (судя по составу обломков коренных пород, поднятых на станции СП-3) участвуют кристаллические известняки, кварциты, двуслюдяные гнейсы и ортогнейсы, аналогичные архейско-протерозойским и рифейским метаморфическим породам Земли Гранта (Канадский архипелаг).

Хребт Менделеева (Гаккель, 1961), пока еще недостаточно изученный, простирается от Аляскинско-Чукотского материкового склона в сторону хребта Ломоносова, отделяясь от последнего Центрально-Арктическим желобом.

Субокеанические котловины представляют собой погружившиеся на различную глубину огромные блоки земной коры, первоначально имевшие платформенное строение.

Наибольшие размеры имеет котловина Канадская — Бофорта (глубина до 3800 м и более), большая часть которой располагается за пределами рассматриваемой части Северного Ледовитого океана. Судя по гравиметрическим и палеогеографическим данным (Martin, 1961 г.; Ostenso, 1962 г.), эта котловина образовалась геологически недавно на месте глубоко погружившейся большей части Гиперборейской платформы, но имеет очень мощный (десятки километров?) осадочный чехол, который формировался в условиях шельфового моря начиная с нижнего девона за счет сноса с севера Аляски, Канады, а также находящихся в настоящее время под уровнем моря подводных кражей и плоскогорий Тихоокеанско-Арктической провинции.

В котловине Толля* наблюдаются глубины до 2800 м. По сейсмическим и аэромагнитным данным, дно этой котловины характеризуется толщей неконсолированных осадков мощностью до 1,5 км, которые, судя по сложной картине интенсивно положительного магнитного поля (А. М. Карасик), залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте.

АТЛАНТИЧЕСКО-АРКТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В этой провинции Я. Я. Гаккелем и В. Д. Дибнером (1966 г.) по строению дна выделяется два однотипных океанических бассейна: Скандик и Нансена — Амундсена. Их главным и общим структурным элементом является Срединный хребт Северного Ледовитого океана, представляющий собой непосредственное продолжение на север рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта и характеризующийся

* Котловина Толля выделена Я. Я. Гаккелем как южная, несколько обособленная часть котловины Макарова; последнее название теперь сохраняется за северной частью этой котловины.

в целом как геоморфологически выраженная зона подводного вулканизма, рифтовых трещин, эпицентров короткофокусных землетрясений и узколинейных магнитных аномалий (Гаккель, 1960 г.; Heezen, Ewing, 1961 г.; Деменицкая и др. 1962, 1964; Атласов и др., 1964).

Ввиду того что Скандик располагается в основном за пределами рассматриваемой части Северного Ледовитого океана, в настоящей работе приведено описание лишь бассейна Нансена — Амундсена, состоящего из двух котловин: Нансена и Амундсена. Естественным рубежом между ними служит продолжающаяся сюда с юга из Скандика рифтовая зона срединного хребта — вулканорий Арктический. В 1966 г. по постановлению Президиума Географического общества СССР этому подводному хребту присвоено имя впервое его предсказавшего профессора Я. Я. Гаккеля. В осевой зоне вулканория и вдоль его склонов выявлены очень глубокие (относительная глубина до 2000—3000 м) и узкие впадины, вероятно, являющиеся, по предположению Я. Я. Гаккеля, рифтовыми трещинами. К ним, в частности, относится ущелье глубиной до 5000 м у подножия высокой подводной горы с глубиной всего 728 м (Тарасов, 1961).

По данным А. М. Карасика, вулканорий Гаккеля выделяется в магнитном поле относительно интенсивной линейной или кулисообразной аномальной зоной (до +700 гамм), предположительно указывающей на присутствие ультрабазитов (Деменицкая и др., 1964), возможно, обнажающихся в рифтовых трещинах.

Описываемый вулканорий может рассматриваться как часть планетарной системы срединно-океанических хребтов, точнее, их рифтовых зон. На юге он сочленяется с хребтом (вулканорием) Книповича, который выделен впервые Я. Я. Гаккелем и В. М. Литвиным (Дибнер и др., 1965). Как сейсмически активная зона вулканорий Гаккеля выражена зоной эпицентров все более широкофокусных землетрясений, связанных с неотектонически мобильными структурами Яно-Колымской складчатой зоны мезозой и, в частности, с глубинными «Колымо-Алеутскими» разломами (Ващилов, 1963 г.), которые пересекают Камчатку и предопределяют заложение Алеутской дуги. Последняя в свою очередь уже связана с разломами, тяготеющими к восточному побережью Тихого океана, и с системой его срединно-океанических хребтов.

Котловины Нансена и Амундсена характеризуются средними глубинами соответственно 3600—4000 и 4000—4500 м. Абиссальные равнины этих котловин нарушаются группами вулканических (?) гор, которые, например, на юго-западе котловины Амундсена тяготеют к вулканорию Гаккеля (Dietz, Shumway, 1960 г.). Важной особенностью рельефа котловины Нансена является обращенный на запад уступ, совпадающий с изобатой 4000 м и располагающийся на северном продолжении Британского канала Земли Франца-Иосифа.

Магнитное поле над котловинами Нансена и Амундсена выражено в виде узколинейных аномалий (до +300 гамм), субпараллельных вулканорию Гаккеля и материковому склону (Деменицкая и др., 1964; Левин и др., 1963 г.), и вместе с последним «срезают» значительно более сложную структуру аномальных зон Баренцево-Карского шельфа, отражающую соответственно большую сложность его геологического строения. Это указывает на более молодое происхождение бассейна Нансена — Амундсена по отношению к самым молодым структурам Баренцево-Карского шельфа, вплоть до омоложенных в неогене субмеридиональных складок западношпицбергенских каледонид. Согласно сейсмическим исследованиям Ю. Г. Киселева (Деменицкая и др., 1964), для котловины Амундсена характерны мощности осад-

ков до 2000 м. На северном продолжении желоба Воронина в котловину Нансена протягивается цепочка эпицентров короткофокусных землетрясений (Линден, 1959; Деменецкая и др., 1962), приуроченных к меридиональному подводному хребту, отходящему на юг от вулкано-нория Гаккеля.

Субмеридиональный желоб Лены (глубины до 3500 м и более), расположенный на границе между бассейнами Нансена — Амундсена и Скандиком, относится к типу океанических или рифтовых, которые представляют собой зоны растяжения земной коры, сопровождающегося сбросовыми обрушениями, крупными сдвиговыми дислокациями и короткофокусными землетрясениями. Некоторые особенности географического распределения желобов на дне Северного Ледовитого океана позволяют предполагать, что они возникли в процессе неотектонической активизации, сказывающейся в обрушении «вулканизированных» древних складчатых хребтов. Желоба приурочены к наиболее океанизированной, Атлантическо-Арктической, провинции Северного Ледовитого океана, где кроме желоба Лены известны желоба Гренландско-Исландский и Фареро-Шетландский. К подобным же морфоструктурам, морфогенетически сходным с впадинами байкальского типа, относится Центральный грабен Исландии.

Рассмотрение рельефа и морфоструктуры эпиконтинентальной и абиссальной зоны Евроазиатского сектора Северного Ледовитого океана показывает, что эти два региона, возникшие как диалектически противоположные категории в конце неогена, и в настоящее время развиваются своеобразно, но по общему глубоко заложенному плану. На это указывают: несовпадение границ абиссали и континента с зонами эпицентров землетрясений, вторгающиеся внутрь шельфа субокеанические желоба, продолжающиеся на шельф и сушу морфодизъюнктивы материковых склонов и другие проявления глубинных разломов, заложенных в подкоровом веществе.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВОВ СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ К НИМ ОБЛАСТЕЙ

Взгляды на тектоническое строение Арктики, в частности дна Северного Ледовитого океана и его шельфовых морей, нашли свое отражение в тектонических схемах, предложенных советскими и зарубежными учеными. Прежде чем приступить к изложению представлений о структуре Арктики, необходимо кратко остановиться на рассмотрении некоторых из этих схем. Среди них, прежде всего, следует упомянуть тектоническую схему Г. Штилле (1926 г.), на которой он Северо-Американскую докембрийскую платформу распространил на Чукотский полуостров и Чукотское море до о. Врангеля. В следующей схеме Штилле (1945—1946 гг.) границу «Гиперборейского выступа Лаврентия» провел несколько севернее Чукотки и о. Врангеля, а затем между побережьем Восточно-Сибирского моря, с одной стороны, и островами Де-Лонга, Новой Сибири и Фадеевского — с другой, и далее между Землей Бунге и о. Котельным, включая последний в межконтинентальные пространства.

М. М. Ермолаев (1933) на основании своих работ и анализа материалов Э. В. Толля и К. А. Воллосовича по Новосибирскому архипелагу пришел к выводу о существовании в этом районе «Северо-восточной» платформы. Исходными данными для установления платформенной структуры послужили сведения о почти горизонтальном залегании раннего палеозоя на о. Беннета, слабой дислоцированности древних пород на о. Котельном и широком развитии разрывных нарушений. К сожалению, автор ничего не пишет о границе этой платформы с зонами мезозойской складчатости.

С большей определенностью изложил свои представления о структуре Арктических областей Н. С. Шатский (1935), считавший, что наиболее ранним структурным образованием Арктики является древняя платформа — Гиперборейский массив, остатки которого видны на островах Де-Лонга и Анжу. Н. С. Шатский оставил открытым вопрос о том, является ли этот массив самостоятельным структурным образованием или северо-западным выступом Канадского щита, как это ранее представлялось Штилле и самому Шатскому (Архангельский, Шатский, 1933). С юга, запада и севера Гиперборейский массив обрамляется мезозойской складчатостью, прослеживающейся по дну морей Восточно-Сибирского и Лаптевых. Эта складчатая зона, по схеме Н. С. Шатского, ближе к Северной Земле примыкает к герцинидам, пересекающим Северный Ледовитый океан между мезозоидами и Землей Франца-Иосифа.

Совершенно другая точка зрения на тектоническое строение Новосибирских островов, высказанная ранее предположительно Г. Штилле (1926), была обоснована И. П. Атласовым в 1936 г. На основании анализа материалов по Новосибирскому архипелагу, Северному Верхоянью, хребтам Полоусному и Тас-Хаяхта И. П. Атласов пришел к заключению, что все отложения (до нижнетретичных включительно), слагающие Новосибирские острова, являются складчатыми. Эта идея

о складчатом строении Новосибирского архипелага была поддержана впоследствии М. М. Тетяевым (1938) и подтверждена в 1937 г. наблюдениями М. М. Ермолаева и К. А. Шумского при обследовании островов Генриетты и Жаннетты. В другой работе И. П. Атласов (1947) выделяет на Новосибирских островах два антиклинория, осевая часть юго-западного антиклинория проводится им через о. Котельный, а ось северо-восточного — через о. Беннетта.

В. В. Белоусов (1948), на схеме «Геотектоническое районирование Земли» большую часть дна моря Лаптевых (к востоку от Северной Земли и Таймыра), Новосибирские острова и дно Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также дно восточной части Северного Ледовитого океана включает в область альпийских геосинклиналей (без расчленения). Дно Карского моря до архипелага Земли Франца-Иосифа совместно с Северной Землей, Новой Землей и Таймыром он объединяет в область герцинских геосинклиналей. Наконец, дно Баренцева моря с северо-восточной частью архипелага Шпицбергена и Землей Франца-Иосифа он выделяет на этой схеме, как область докембрийских геосинклиналей.

На более поздней схеме — «Тектонической карте мира» масштаба 1 : 125 000 000 (1961) В. В. Белоусов дает более расчлененную структуру дна указанных морей и островов. На этой схеме шельфовые моря северной части Евразии располагаются на материковой коре, а глубоководные пространства океана (к северу от континентального склона) — на коре океанического типа. Акватории, занятые указанными морями, В. В. Белоусов относит к областям современного прогибания, покрытым эпиконтинентальными морями. На Новосибирских островах показан срединный массив в альпийской геосинклинали: на Новой Земле, в северной части Северной Земли и юго-восточной части Таймырского полуострова — альпийская платформа на герцинском складчатом основании, а в северо-западной части Таймырского полуострова и на южных островах Северной Земли — выходы докембрийского складчатого основания (щита).

Аэромагнитные маршруты, пересекающие некоторые шельфовые моря северной части Евразии, произведенные В. А. Токаревым в 1946—1948 гг., и анализ высказанных ранее соображений других геологов о геологической структуре Арктики позволили ему предложить свою тектоническую схему, явившуюся, по существу, отражением схем Штилле, Ермолаева и Шатского. Базируясь на своих весьма скромных аэромагнитных данных, В. А. Токарев подтверждает идею Н. С. Шатского и других о существовании в районе Восточно-Сибирского моря и Новосибирских островов допалеозойской платформы (Сакс, 1955). Границу этой платформы с мезозойской складчатой системой Токарев проводит между о. Котельным и Землей Бунге, т. е. приблизительно там же, где ее провел Штилле на своей второй схеме (1945—1946 гг.). По мнению В. А. Токарева, мезозойды, проявляющиеся на о. Котельном, выклиниваются несколько севернее этого острова и далее к западу выделяется зона ниже- и среднепалеозойской складчатости. В своей работе он высказал предположение о существовании подводного хребта, который впоследствии был назван именем Ломоносова.

В. Н. Сакс (1955), учитывая весь известный материал, также возвращается к схемам Г. Штилле и Н. С. Шатского в отношении выделения в районе Восточно-Сибирского и Чукотского морей массива докембрийской складчатости, сочленяющегося в западной части Арктического архипелага с Канадским (Гренландско-Канадским) щитом. На тектонической схеме В. Н. Сакса докембрийский массив Восточно-

Сибирского моря обрамляется двумя ветвями мезозойской складчатости: Чукотско-Аляскинской и Верхоянско-Свердрупской. Последняя оконтуривает массив с запада, располагаясь вдоль подводного хребта Ломоносова (включая его) от Верхоянского хребта, через Новосибирские острова к Свердрупской впадине в Канаде. Западнее хребта Ломоносова к этой ветви складок примыкает зона герцинид, в которую входят структуры Таймыра, Северной Земли и Новой Земли. Эта зона протягивается по северному побережью Гренландии и о. Элсмira. Еще западнее располагается Восточно-Европейская докембрийская платформа, ограниченная на севере континентальным склоном. Из Атлантического океана, через Исландию, между Шпицбергом и Гренландией, севернее архипелагов Земли Франца-Иосифа и Северной Земли к Верхоянскому хребту подходит зона проявления современного вулканизма и сейсмичности. Она отвечает выделяемому на современных картах срединно-океаническому хребту Северного Ледовитого океана.

Пока опубликовано всего две тектонических карты Арктики и обе в масштабе 1 : 10 000 000. Первая из них — «Карта тектонических элементов северной полярной области» издана в Канаде в 1959 г. Научно-исследовательским отделом нефтяной компании «Шелл». На этой карте схематично показаны главные структуры арктической суши и сделана попытка объединить разновозрастные складчатые области и платформы. В основе эта схема близка взглядам В. Н. Сакса, изложенным в его работе в 1955 г. На рассматриваемой карте канадскими геологами выделена Гиперборейская платформа, соединяющаяся с Северо-Американской платформой, и обрамляющая ее мезозойская складчатая система. В районе хребта Ломоносова мезозойская складчатая зона на данной карте сопровождается краевым прогибом. Далее к западу, как и на схеме Сакса, показана зона герцинид, затем Восточно-Европейская платформа и зона каледонид. Отсутствует только зона проявления современного вулканизма и сейсмичности.

Другая карта — «Тектоническая карта Арктики» составлена в Геологическом институте АН СССР под руководством Ю. М. Пущаровского (1960) и издана в 1963 г. Она существенно отличается от предшествующей большей детальностью выделения структур на континентах, хотя и не лишена отдельных несоответствий с фактическим материалом. Так же, как и на канадской карте, на ней почти не отражено тектоническое строение дна Северного Ледовитого океана, если не считать изображения схематизированных контуров некоторых крупных геоструктурных областей. На этой карте в пределах Полярного бассейна очерчены контуры Гиперборейской платформы, изолированной от Северо-Американской, но включающей, как и на большинстве предшествующих схем, мезозойские складчатые структуры островов Генриетты и Жаннетты.

В районе Баренцева моря показано подводное продолжение Восточно-Европейской платформы, северная часть которой выделена под названием Баренцевой платформы. Кроме того, на карте изображено северное продолжение платформы Эриа.

Из рассмотрения изложенных тектонических схем видно, что строение дна Северного Ледовитого океана показано на них в самом общем виде, без отражения характера и внутренней структуры даже крупнейших геоструктурных областей, что вполне естественно, если учесть прежний уровень наших знаний о геолого-геофизическом строении Арктических территорий и дна полярных морей.

В 1964 г. коллективом сотрудников Института геологии Арктики была предложена новейшая схема тектонического строения Арктики

и Субарктики (Атласов и др., 1964, 1967), основные положения которой, относящиеся к Евразийской Арктике, в модернизированном и дополненном виде излагаются в настоящем очерке.

ГЕОСТРУКТУРЫ СУШИ И ДНА АКВАТОРИИ

Анализ геологических, геофизических и геоморфологических данных позволяет установить в пределах рассматриваемой части Арктики крупные геоструктурные области, образовавшиеся в разные этапы развития земной коры. Они укладываются в два генетических ряда — континентальный и океанический*. Кроме того, выделена особая — промежуточная между этими рядами (по генезису) группа структур — парагеосинклинальные впадины**. Последние являются промежуточными также и по свойственному им тектоническому режиму осадконакопления, переходному от платформенного к геосинклинальному.

СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РЯДА

Структуры континентального ряда возникли как следствие процесса развития геосинклиналей, завершившегося формированием складчатых систем, которые подразделяются по возрасту, т. е. по времени проявления последней фазы складчатости геосинклинального типа. Весь период развития геосинклиналей от заложения и до превращения ее в складчатую систему охватывает очень большой промежуток времени, измеряемый иногда несколькими геологическими эрами. Поэтому история развития геосинклиналей может быть разделена на ряд тектонических этапов, каждый из которых морфологически представлен определенным структурным ярусом, а отдельные стадии развития — подъярусами, разграниченными поверхностями региональных несогласий. Совокупность ярусов, слагающих ту или иную складчатую систему или платформенный чехол, образует структурный комплекс.

Среди крупных структур континентального ряда выделяются следующие группы: складчатые системы, пережившие этап постгеосинклинального развития; складчатые системы, находящиеся на этапе постгеосинклинального развития; краевые и предгорные прогибы. Ниже приводится характеристика выделенных геоструктур***.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ, ПЕРЕЖИВШИЕ ПОСТГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ (ГЕОСТРУКТУРЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА)

К рассматриваемой группе складчатых систем относятся системы, пережившие этап постгеосинклинального развития и преобразовавшиеся в платформы. В настоящее время эти складчатые системы проявляются на поверхности в щитах и массивах (в том числе срединных), а также составляют фундамент плит, часто с мощным осадочным чехлом. Они относятся преимущественно к древним складчатым образованиям — архейским, протерозойским, рифейским (байкальским), реже к каледонским; их возраст определяет возраст платформ.

* Соответствуют «гранитному» и «базальтовому» путям развития, по В. В. Белоусову.

** Термин применен в значении, близком к термину В. В. Белоусова — «внутренние парагеосинклинали».

*** Для геоструктур, распространяющихся на юг далеко за пределы Арктики, приводится описание только их северных частей.

На рассматриваемой территории (рис. 70, см. вкладку) к складчатым системам, пережившим постгеосинклинальное развитие, относятся структуры фундаментов Восточно-Европейской, Баренцево-Карской, Западно-Сибирской, Восточно-Сибирской (Сибирской) и Гиперборейской платформ, а также срединных массивов (Чукотского, Колымского и др.).

Восточно-Европейская платформа на севере состоит из двух главных структурных элементов: Балтийского щита и Русской плиты, включающей Печорскую глыбу.

Балтийский щит является древнейшим образованием Советской Арктики, в строении которого участвуют архейская и протерозойская складчатые системы. Протерозойским тектогенезом архейские структуры, сохранившиеся в виде глыб среди протерозойских складок, были частично переработаны. С архейскими и протерозойскими структурными комплексами связаны многочисленные интрузии гранитоидов, базитов и гипербазитов.

Вдоль побережья Баренцева моря Балтийский щит слагают в основном архейские структуры, преимущественно северо-западного простирания. Они контактируют на северо-востоке по тектоническим швам с рифейскими складками гиперборейского комплекса, а на юго-востоке перекрываются чехлом Русской плиты.

Русская плита имеет гетерогенный фундамент. В Арктике среди его структур наиболее широко развиты рифейские складки северо-западного простирания, образующие основание Печорской глыбы. Последняя отделена глубинным разломом от остальной части Русской плиты, у которой фундаментом являются архейские и протерозойские образования.

Печорская глыба включает Тиманское поднятие, Печорскую синеклизу, Канинскую складчатую зону и другие структуры, частично или полностью скрытые под водами южной половины Баренцева моря. Складки цоколя Печорской глыбы, местами прорванные кислыми и основными интрузиями, вероятно, большей частью принадлежат к геосинклинальному типу складок. Вдоль западного края глыбы располагаются структуры, сформировавшиеся в парагеосинклинальных условиях. На востоке она ограничена структурами Урало-Новоземельской складчатой системы, на севере — развитыми на дне Баренцева моря складками Норвежско-Баренцевской зоны каледонид.

Максимальное погружение поверхности фундамента Печорской глыбы (около 6 км) установлено в синеклизе того же наименования. Наибольшая мощность платформенного чехла на архейских и протерозойских структурах Русской плиты в рассматриваемом регионе достигает примерно 5 км.

Чехол Печорской глыбы расчленен на нижне-среднепалеозойский, средне-верхнепалеозойский, палеозойско-мезозойский и мезозойско-кайнозойский структурные ярусы.

Строение платформенного чехла усложнено разломами глубокого заложения, благодаря которым возникли Тиманское поднятие, крупные тектонические блоки в южной части Баренцева моря и другие структуры.

Восточно-Европейская платформа в раннем палеозое была отделена от расположенной севернее ее Баренцево-Карской платформы каледонской геосинклиналью. Тектонические движения в этой геосинклинали привели к появлению складок и внедрению гранитов. Каледонские структуры, характеризующиеся общим северо-восточным простиранием, объединили названные платформы в единую относительно стабильную область.

Баренцево-Карская платформа располагается в северных частях Баренцева и Карского морей, включая восточные острова архипелага Шпицбергена, архипелаг Земли Франца-Иосифа, острова Комсомолец и Пионер архипелага Северной Земли. Она характеризуется субгеосинклинальным режимом развития и имеет гетерогенный фундамент. На Северо-Восточной Земле Шпицбергена (за границами рассматриваемой области) его слагают гнейсы и мигматиты, относимые В. Б. Харландом (1964) условно к архею; однако они могут иметь и протерозойский возраст. Согласно данным А. М. Красильщикова (1964) надо полагать, что эти породы подверглись дополнительным дислокациям и метаморфизму в раннепалеозойское время (каледонский тектонический цикл). В районе островов Комсомолец и Пионер Северной Земли складчатое основание платформы представлено каледонскими (нижнепалеозойскими) структурами, которые, вероятно, обнажаются также по южной периферии Центральной возвышенности Баренцева моря и вдоль северного обрамления Новой Земли, где их можно рассматривать как северо-восточное продолжение норвежских каледонид.

В чехле Баренцево-Карской платформы выделяются следующие структурные ярусы: рифейско-силурийский; средне-верхнепалеозойский, залегающий на нижнепалеозойском складчатом основании в северо-западной части Северной Земли; нижнемезозойский; верхнемезозойский, с которым связаны интрузивные и эффузивные образования, наиболее отчетливо представленные на Земле Франца-Иосифа; мезозойско-кайнозойский, известный на Северной Земле, слагающий также дно желобов и других относительно погруженных участков Баренцево-Карского шельфа, возникших в результате кайнозойских глыбовых движений по разломам преимущественно меридионального и северо-западного простираний.

Западно-Сибирская платформа (плита) занимает территорию одноименной низменности и прилегающую — юго-западную — часть Карского моря. Здесь рассматривается только северная часть платформы, где ее фундамент представлен байкальскими, каледонскими и позднегерцинскими складчатыми системами, расположение которых не совсем ясно. Наряду с этими складчатыми системами в Западной Сибири существовали области парагеосинклинального и, вероятно, субгеосинклинального развития. В конце палеозоя — начале мезозоя Западно-Сибирская платформа соединилась с Восточно-Сибирской, составив с ней общую очень крупную и сложную платформенную область. В настоящее время в строении платформы можно выделить три крупных структурных яруса, отвечающих главнейшим этапам развития структуры: верхнепротерозойский (или раннепалеозойский), палеозойский (включая местами триас) и мезо-кайнозойский (юрско-палеогеновый). Первые два яруса представлены структурами двух типов: складчатыми и платформенными, а третий — мезозойско-кайнозойский ярус — платформенными, развивавшимися в условиях субгеосинклинального режима.

Из крупных структурных элементов мезозойско-кайнозойского этапа следует указать на Усть-Енисейскую и Байдарацкую впадины и на расположенную между ними Ямало-Газовскую зону поднятий. На основании геофизических данных можно предположить, что в доюрском фундаменте по западной и восточной окраинам платформы имеются очень крупные зоны разломов преимущественно субмеридионального простирания.

За северным побережьем Западно-Сибирской низменности платформенный чехол продолжается под воды приновоземельской части

Карского моря. Здесь по геолого-геоморфологическим данным намечается пологонаклонное центриклинальное замыкание структуры чехла в соответствии с очертаниями Новой Земли. У ее юго-восточных берегов спокойное залегание мезозойско-кайнозойского яруса прервано молодым желобом, который, вероятно, выполнен неоген-четвертичными отложениями.

Восточно-Сибирская (Сибирская) платформа в своей северной части представлена тремя крупными структурными элементами: Анабарской антеклизой, Тунгусской синеклизой и зоной западных краевых валообразных поднятий и впадин. Из них в рассматриваемую здесь территорию входит в основном лишь северная часть Анабарской антеклизы. Фундамент платформы гетерогенный, состоящий из архейского, нерасчлененного ниже-среднепротерозойского и рифейского (байкальского) складчатых комплексов.

Архейский структурный ярус, обнаженный в сводовой части Анабарской антеклизы, представлен кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами, смятыми в крутые складки северо-западного простирания, которые осложнены дизъюнктивными нарушениями. С этим ярусом связаны интрузии ультраосновных пород, гнейсовидных гранитоидов и лейкократовых гранитов.

Ниже-среднепротерозойский складчатый структурный ярус слагают метаморфизованные терригенные породы, дислоцированные в крутые складки северо-западного простирания. Он обнажается на Лено-Оленекском водоразделе, в Оленекском поднятии, осложненном сбросами. С ниже-среднепротерозойским ярусом связаны интрузии габбро-диабазов, гранодиоритов и гранитов.

Рифейский структурный ярус геосинклинального развития устанавливается в байкальской складчатой системе, обнажающейся за пределами рассматриваемой территории, и, возможно, в Игарском поднятии на Енисее. Этот же структурный ярус в осадочном чехле характеризуется структурами платформенного типа, выходы которых известны вокруг Анабарского массива, а также в Уджинском и Оленекском поднятиях. С формированием этого структурного яруса, в северной части платформы, связано образование основных эффузивов. Следующие три структурных яруса относятся только к осадочному чехлу.

Ниже-среднепалеозойский структурный ярус образует антеклизы, синеклизы, впадины, сводовые поднятия и валы. Из магматических образований здесь развиты силлы и дайки диабазов, а также, по-видимому, щелочные интрузии (в районе р. Уджи).

С формированием верхнепалеозойского — нижнемезозойского структурного яруса (средний карбон — триас) связано образование мощной трапповой формации и, за пределами рассматриваемой территории, но вблизи ее, комплекса ультраосновных (включая кимберлиты), щелочно-ультраосновных и щелочных пород.

К мезо-кайнозойскому структурному ярусу приурочены наиболее молодые трубки кимберлитов в южной части Оленекского поднятия и андезиты в Попигайском грабене. Из структурных элементов мезозойско-кайнозойского возраста следует указать, кроме Анабарской антеклизы, на Анабарское и Оленекское сводовые поднятия и Попигайский грабен.

К разрывным нарушениям Восточно-Сибирской платформы относятся крупные докембрийские субмеридиональные и субширотные разломы и менее древние разрывные нарушения вдоль бортов Тунгусской синеклизы. Наиболее молодыми являются мезо-кайнозойские разломы Попигайского грабена.

Гиперборейская платформа представляет собой мозаичную структуру, состоящую из крупных приподнятых и опущенных блоков, ограниченных с юга и юго-запада позднемезозойской Новосибирско-Чукотской складчатой зоной.

Приподнятые блоки, развитые к северу от континентального склона (глыбы хребта Ломоносова, хребта Менделеева и Северо-Гиперборейская, расположенная севернее рассматриваемой области), совместно с опущенными блоками (впадина Толля океанического типа и Южно-Гиперборейская глыба на шельфе) представляют собой, вероятно всего, обломки когда-то единой платформы. Они характеризуются разновозрастным складчатым фундаментом, представленным на хребте Ломоносова и хребте Менделеева каледонидами (?), а на массиве Шатского (в Северо-Гиперборейской глыбе) гнейсами, вероятно, докембрия. На этих разновозрастных структурах развит осадочный чехол, который даже на приподнятой глыбе хребта Ломоносова, по данным Ю. Г. Киселева, достигает (в неконсолидированном состоянии) местами мощности около 1500 м, а на опущенной Южно-Гиперборейской глыбе, по данным Г. И. Гапоненко, 10 000 м.

Не совсем ясно положение Лаптевской глыбы, расположенной в море Лаптевых и отделенной от Южно-Гиперборейской глыбы, угасающей к северу, зоной мезозойской складчатости. Вероятно, в протерозойское время она являлась частью единой Северо-Азиатской платформы, обособившейся в раннем или среднем палеозое в самостоятельную глыбу.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ, НАХОДЯЩИЕСЯ НА ЭТАПЕ ПОСТГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

Данная группа складчатых систем в общем ходе развития структуры земной коры занимает промежуточное положение между геосинклинальными и платформенными образованиями. С одной стороны, это вполне оформившиеся складчатые области, дающие основание полагать о завершении геосинклинального развития региона и переходе его в другую категорию геоструктур, а с другой — тектонически активные зоны с дифференцированными глыбовыми движениями больших амплитуд и градиентов. Следовательно, здесь после завершения геосинклинального развития региона наступает особый этап периодического чередования стадий горообразования и выравнивания. Этот этап по тектоническим условиям не соответствует платформенному режиму, характеризующемуся малыми амплитудами и градиентами тектонических движений или полным покоем, и может рассматриваться как переходный.

К этой группе складчатых систем относятся главным образом послерифейские системы, из которых на рассматриваемой территории наиболее типичными будут Урало-Новоземельская (герцинская), Таймыро-Североземельская (позднегерцинская), Верхояно-Чукотская (мезозойская), известная в литературе больше как складчатая область, и Корякско-Камчатская (кайнозойская).

Урало-Новоземельская складчатая система представляет собой герцинскую геоструктуру, в арктической части состоящую из трех главных антиклинорий (с юга на север); Полярноуральского, Пайхойского и Новоземельского. На западе они переходят в краевой прогиб, захвативший Русскую плиту и Баренцево-Карскую платформу, а на востоке довольно резко контактируют по разлому с чехлом Западно-Сибирской платформы, что, по-видимому, обусловлено мезозойско-кайнозойскими глыбовыми движениями.

Урало-Новоземельская геосинклиналильная система, вероятно, заложилась в конце рифея — начале палеозоя. Полярноуральский и Новоземельский антиклинории имеют северо-восточное простирание, т. е. резко несогласное с простиранием рифейских структур, а Пайхойский антиклинорий — согласное с ними, северо-западное. Главный Уральский разлом, разделивший эв- и миогеосинклиналильные зоны Урала, хорошо прослеживается в пределах Полярноуральского антиклинория.

В строении главных антиклинориев принимают участие два структурных комплекса геосинклиналильного развития — протерозойский (в небольшом срединном массиве) и рифейско-верхнепалеозойский, состоящий из четырех структурных ярусов: рифейско-нижнепалеозойского, нижнепалеозойского, среднепалеозойского и верхнепалеозойского. С формированием каждого из этих ярусов связана магматическая деятельность различного характера. Самые интенсивные внедрения магмы в виде интрузий гранитоидов, основных пород и ультрабазитов происходили во время образования рифейско-нижнепалеозойского и среднепалеозойского структурных ярусов. В формировании последнего, а также нижнепалеозойского структурного яруса существенное значение имела вулканическая деятельность основной магмы.

В конце палеозоя — начале мезозоя произошло изменение тектонического режима на постгеосинклиналильный, которое сопровождалось развитием краевых прогибов в периферических частях антиклинориев и внедрением анорогенных интрузий на севере Новой Земли. Постгеосинклиналильный режим обусловил формирование мезозойского и кайнозойского структурных ярусов, выраженных тектоническими образованиями в сохранившихся от денудации соответствующих отложениях.

Таймыро-Североземельская складчатая система состоит из двух складчатых зон: Таймырской и Североземельской и расположенного между ними Восточно-Карского срединного массива.

Таймырская складчатая зона выражена двумя послерифейскими структурными комплексами, из которых нижний является палеозойско-нижнемезозойским. В нем выделяются три структурных яруса.

Нижне-среднепалеозойский структурный ярус пара- или субгеосинклиналильного развития делится на два подъяруса, граница между которыми проводится между силуром и девоном. Складки в пределах этого яруса выполаживаются к западу и имеют в общем северо-восточное простирание. С данным структурным ярусом связываются интрузии субщелочных гранитоидов на северо-востоке Таймыра.

Верхнепалеозойский и нижнемезозойский структурные ярусы геосинклиналильного развития характеризуются северо-восточным (к западу субширотным) простиранием складок. Складки нарушены многочисленными сбросами и надвигами. К рассматриваемым структурным ярусам принадлежат силлы и дайки долеритов, а к верхнему — еще и малые субщелочные интрузии.

Второй — мезозойско-кайнозойский — структурный комплекс, представленный одним структурным ярусом, сформировался при постгеосинклиналильном режиме развития со свойственными ему структурными образованиями в виде наложенных впадин, грабен и горстов. Из крупных структур этого рода следует указать на Северо-Таймырскую впадину.

Североземельская складчатая зона имеет несколько иное строение. В ней выделяются три структурных яруса: нижнепалеозойский, средне-верхнепалеозойский (начиная с девона и включая триас?) и мезозойско-кайнозойский.

Первый ярус сформировался в условиях геосинклинального режима, с образованием складок субмеридионального простирания, прорванных интрузиями гранитоидов. Он консолидировался в конце силура. Второй и третий ярусы представляют собой платформенный чехол с прерывистыми структурами, развитыми на островах Пионер и Комсомолец, и линейно-прерывистыми структурами между этими островами и восточнее их. Формирование средне-верхнепалеозойского яруса сопровождалось внедрением траппов и интрузиями субщелочных пород. Последние два яруса относятся, по существу, к Баренцево-Карской платформе, где они в основном и устанавливаются.

Восточно-Карский срединный массив занимает северную часть Таймырского полуострова, о. Большевик и восточную половину о. Октябрьской Революции. От вышеописанных складчатых систем массив отделен разрывными нарушениями. В структурном отношении он является крупной глыбой байкалид с относительно небольшим Северо-Таймырским срединным массивом в центре. Северо-Таймырский срединный массив обнажается в виде архейско-протерозойского геосинклинального структурного комплекса, сложенного гнейсами и кристаллическими сланцами.

Второй структурный комплекс (байкалиды) Восточно-Карского срединного массива состоит из двух структурных ярусов: протерозойского, формационно представленного зелеными сланцами и филлитами, и рифейского, сложенного слабометаморфизованными терригенными и карбонатными образованиями. Породы собраны в складки в основном северо-восточного и северо-северо-восточного простирания. Дорифейские структуры прорваны интрузиями преимущественно кислого и в меньшей мере основного состава.

Верхояно-Чукотская складчатая область входит в рассматриваемую территорию северной половиной Яно-Колымской и полностью Новосибирско-Чукотской складчатыми зонами. Совместно с их описанием будет приведена характеристика, самого крупного для данного региона Колымского срединного массива, а также северной части Охотско-Чукотской ветви вулканогенного пояса.

В Яно-Колымской складчатой зоне выделяются четыре структурных яруса. Рифейский (субгеосинклинальный) структурный ярус сложен относительно слабодислоцированными метаморфизованными терригенными, реже карбонатными отложениями. Нижне-среднепалеозойский (субгеосинклинальный) структурный ярус представлен прерывистыми складками, сложенными преимущественно карбонатными отложениями; к нему приурочен слаборазвитый и имеющий ограниченное распространение магматический комплекс в виде эффузивов и даек основного состава. Верхнепалеозойско-мезозойский (геосинклинальный) структурный ярус делится на четыре подъяруса: верхнепалеозойский, триасовый, ниже-среднеюрский и верхнеюрский — нижнемеловой (в Северном Верхоянье верхнеюрский — верхнемеловой). С последним из них связано подавляющее количество интрузий гранитоидов Северо-Востока СССР. Мезозойско-кайнозойский (постгеосинклинальный) структурный ярус делится на два подъяруса: верхнемеловой — палеогеновый и неогеновый — четвертичный.

В северной половине Яно-Колымской складчатой зоны крупнейшими структурами являются Верхоянский мегантиклинорий и Яно-Сугойский мегасинклинорий (Яно-Индибирская синклинальная зона).

Новосибирско-Чукотская складчатая зона составляет северную часть Верхояно-Чукотской складчатой области. В этой зоне выделяются протерозойский комплекс (область развития завершенной складчатости), обнажающийся в древних ядрах, и три

структурных яруса мезозойского: нижне-среднепалеозойский — субгеосинклинальный, верхнепалеозойско-мезозойский (включая среднюю юру) и верхнемезозойский. Последние два сформировались в условиях геосинклинального режима. С верхнепалеозойско-мезозойским структурным ярусом связаны основные интрузии и небольшие дифференцированные массивы ряда габбро-плагиогранитов. К третьему структурному ярусу мезозойского приурочены интрузии гранитоидов.

Рассматриваемая складчатая зона широким фронтом распространяется на север в область шельфа Чукотского и Восточно-Сибирского морей, где постепенно затухает. В центральной части складчатой зоны расположены наложенные впадины, с мощным мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом парагеосинклинального развития, о которых будет сказано ниже. Структура чехла представляет собой самостоятельный структурный ярус.

Колымский срединный массив входит в рассматриваемую область крайней северо-восточной частью. Границы его проходят по разломам с окраинными горстантиклинориями: Тасхяхтахскому на северо-западе, Момскому — на юго-западе, Приколымскому — на юго-востоке и востоке и Полоусному — на севере. В центре массива располагается Алазейское поднятие, а в юго-западной части — Зырянский прогиб. Колымский массив представлен следующими структурными ярусами: протерозойским (геосинклинальным), рифейским (субгеосинклинальным), нижне-среднепалеозойским (на севере и западе близкий к геосинклинальному, а на востоке к субгеосинклинальному), верхнепалеозойско-мезозойским (с верхнеюрско-нижнемеловым подъярусом парагеосинклинального развития и верхнемеловым — кайнозойским постгеосинклинального развития структуры). В плиоцене и в четвертичное время образовался чехол из рыхлых отложений, заполнивших молодые впадины и низменности.

Охотско-Чукотская ветвь вулканогенного пояса входит в рассматриваемую территорию своей северной частью. Это наложенная структура на стыке верхнемезозойской и кайнозойской складчатых областей, образованная слабодислоцированными средними и кислыми эффузивами мелового возраста и почти горизонтально залегающими палеогеновыми платобазальтами. С данным вулканическим комплексом сопряжены позднемезозойско-раннекайнозойские интрузии гранитоидов.

Важным элементом тектонического строения северо-восточной части Азии являются разломы, среди которых известны и глубинные, заложенные местами еще в среднем палеозое, контролировавшие распределение интрузивов вдоль границ Колымского массива. В зоне сочленения мезозойской и кайнозойской складчатых областей проходит крупный Гыданский разлом, северная часть которого располагается в пределах рассматриваемой области.

Корякско-Камчатская складчатая система кайнозойского возраста заходит в пределы описываемой области только самой крайней северной частью. Для нее устанавливается четыре структурных комплекса, из которых первые три геосинклинальные с интрузиями ультраосновного, основного, среднего и кислого состава, а четвертый — послегеосинклинальный. Наблюдается частичная унаследованность развития структур и миграция геосинклинального режима с северо-запада на юго-восток.

Структуры Корякско-Камчатской складчатой системы осложнены разрывными нарушениями, часть которых относится к региональным разломам древнего заложения, испытавшим неоднократные подновления.

КРАЕВЫЕ И ПРЕДГОРНЫЕ ПРОГИБЫ

Краевые и предгорные прогибы располагаются в зонах сочленения складчатых систем и платформ. Они формируются в позднегеосинклинальный или постгеосинклинальный периоды развития структуры региона и не испытывают частной инверсии.

В данную группу геоструктур включены краевые и передовые прогибы позднегеосинклинального тектонического этапа, причем вторые рассматриваются как образования более поздних стадий развития первых. Из геоструктур постгеосинклинального тектонического этапа к этой группе отнесены предгорные прогибы, образовавшиеся одновременно с возникновением горных складчатых сооружений. Все перечисленные типы прогибов различаются также по своему возрасту.

На рассматриваемой территории известны: рифейско-нижнекембрийский Кольский передовой прогиб, развитый вдоль Канинской складчатой зоны байкалид; верхнепалеозойско-нижнемезозойские Предуральский и Предновоземельский передовые прогибы герцинид; верхнемезозойские Предверхоанский — передовой и Предтаймырский — предгорный прогибы, сопряженные соответственно с мезозоидами Верхоанского хребта и поздними герцинидами гор Бырранга.

СТРУКТУРЫ ПРОМЕЖУТОЧНОГО ТИПА (ПАРАГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ВПАДИНЫ)

Парагеосинклинальные впадины представляют собой крупные области опускания земной коры изометрической формы, приуроченные к погребенным срединным и другим массивам, погружение которых началось несколько позже, чем в прилегающих геосинклиналях, и периодически продолжалось в процессе поднятия окружающих складчатых систем. Характерны сравнительно большие (но меньше, чем в соседних геосинклиналях) мощности субгоризонтально залегающих толщ, а также проявления линейно-прерывистой складчатости и диапиризма. Указанные специфические особенности развития тектонических движений и морфология осадочного чехла многих срединных массивов и заставили выделить их в качестве особого типа геоструктур, которые, будучи заключенными внутри геосинклинальных, а затем складчатых областей, формируются в иных темпах, чем платформенный чехол. Все это, вместе взятое, ставит данную категорию геоструктур в положение, промежуточное между складчатыми системами и платформами. Вполне вероятно, что дальнейшее развитие парагеосинклинальных впадин может протекать в трех направлениях и привести к образованию складчатых сооружений, платформ и океанических впадин.

К этой группе геоструктур в пределах рассматриваемой части Арктики относятся впадины: Новосибирская, Восточно-Сибирская, моря Лаптевых, Колымо-Индибирские, Анадыро-Сьюардская и др.

Новосибирская парагеосинклинальная впадина расположена между островами Котельным и Беннетта; Восточно-Сибирская впадина обрамляется на северо-западе, юге и юго-востоке приподнятыми блоками Новосибирско-Чукотской складчатой зоны, а на востоке граничит по линиям разломов с Южно-Гиперборейской глыбой.

Новосибирская впадина, в состав которой входит и большая восточная часть островов Анжу, заполнена верхнемезозойско-кайнозойскими отложениями, слагающими два структурных яруса. Нижний из них — мезозойско-кайнозойский — образует систему линейно-прерывистых валообразных складок, выявленных геологической съемкой на упомянутых островах и широко развитых, судя по имеющимся геоло-

го-геоморфологическим данным, на дне моря. Верхний структурный ярус — верхнекайнозойский — в этих дислокациях не участвует.

Аналогичные, но пока еще более скудные сведения мы имеем о парагеосинклинальных впадинах Восточно-Сибирской и моря Лаптевых, занимающих часть шельфа одноименных морей, где развиты, вероятно, те же структурные ярусы, что и на островах Анжу. В доверхнемеловое время область моря Лаптевых служила источником сноса для Хатангской впадины и Лено-Оленекского геосинклинального прогиба. На севере парагеосинклинальная впадина моря Лаптевых отделяется от океанических впадин Нансена и Амундсена системой активизированных глубинных разломов в зоне материкового склона, что, как и в случае Южно-Гиперборейской глыбы с впадиной Толля, указывает на недавнее единство океанических впадин с парагеосинклинальными и другими опущенными блоками шельфа.

Парагеосинклинального типа геоструктурами являются и Колымо-Индибирские впадины, в том числе Северо-Колымская и Зырянский прогиб, заложенные на срединном Колымском массиве, где перекрывающие массив отложения образуют верхнепалеозойско-мезозойский структурный ярус. Эти отложения собраны в пологие линейно-прерывистые складки, простирающие которых в основном соответствует простираению складчатых зон, окружающих срединный массив.

К восточному сектору развития мезозоид приурочена еще одна крупная Анадыро-Сьюардская впадина парагеосинклинального развития, состоящая из ряда более мелких, в том числе Анадырской, находящейся на востоке рассматриваемой области. Мезозойско-кайнозойский структурный ярус Анадыро-Сьюардской впадины залегает на одноименном протерозойско-раннепалеозойском срединном массиве, расположенном в северной части шельфа Берингова моря и прилегающих к нему районах Центральной Аляски.

СТРУКТУРЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО РЯДА

Анализ рельефа морского дна и геолого-геофизические данные о его тектоническом строении позволили предположить наличие внутри океанических впадин реликтов структур континентального ряда. Это, а также увеличение мощности земной коры на таких участках, дало основание авторам при описании океанических структур, широко распространенных на дне рассматриваемых акваторий, присоединиться к сторонникам концепции океанизации, т. е. развития земной коры от континентального типа к океаническому (Шейнманн, 1959; Белоусов, 1962; Панов, 1963 и др.).

Изучение структур океанического ряда позволило предложить предварительную схему их последовательного развития в следующем виде: 1 — зоны тектоно-магматической активизации (массовых излияний платобазальтов); 2 — океанические впадины; 3 — океанические желоба; 4 — срединно-океанические вулканории — приосевые зоны срединно-океанических хребтов; 5 — современные геосинклинали — островные вулканотектонические поднятия (островные дуги) и океанические рвы.

1. Зоны тектоно-магматической активизации — области излияния (мезозойско-кайнозойских) континентальных эффузивов — платобазальтов, которые впоследствии в большей своей части погрузились на дно океана. Все более активизирующийся процесс прогибания и растяжения земной коры приводит к компенсации прогиба за счет периодических излияний субщелочных базальтов. Последние начали изливаться в Арктике еще в нижнемеловую эпоху (север Барен-

цева моря), но исключительно широкое распространение получили в палеогене, на что несколько раньше обратил внимание Харланд (1964), поставивший это явление в один ряд с последующим, заключительным актом альпийского тектогенеза.

В рассматриваемой части Арктики располагаются центральный и восточный отрезки «Трансарктического платобазальтового пояса», состоящего из многочисленных изолированных полей (зон) эффузивов, сохранившихся на различных (по возрасту и происхождению) более древних структурах — каледонидах, мезозоидах и на расположенных внутри них срединных массивах. На Северо-Востоке СССР платобазальты слагают верхний (палеогеновый) ярус Охотско-Чукотского вулканического пояса (Сперанская, 1962; Гельман, Белый, 1963). Трансарктический платобазальтовый пояс, по-видимому, указывает на широкую структурную связь, существовавшую между подвижными поясами Атлантики и Тихого океана накануне завершающего цикла альпийского тектогенеза.

2. Океанические впадины рассматриваются как области наиболее широкого проявления процессов океанизации, приводящих к полному перерождению (Белоусов, 1962) или, быть может, как это считает Г. Д. Афанасьев (1963), просто к глубокому погружению структур, сформировавшихся ранее на коре так называемого континентального типа. В рассматриваемую здесь часть евразийской Арктики входят южные периферические части океанических впадин Нансена и Амундсена, а также впадина Толля. Океанические впадины, образовавшиеся во время главного этапа океанизации, сами являются ареной дальнейших весьма активных проявлений этого процесса, что выражается в повышенной сейсмичности всего океанического дна и региональном подводном вулканизме. Движения в океанических впадинах создали тектоно-магматические неоструктуры (морфоструктуры), которые либо непосредственно выражены в современном рельефе, либо (на относительно стабилизированных участках) в той или иной мере захоронены под неравномерным слоем донных осадков.

Океанические впадины Арктики сформировались, по всей вероятности, на древних жестких массивах, что в общем виде соответствует концепции обрушения («Umbrech»), высказанной Штилле (1964). Эти массивы начали прогибаться, по-видимому, еще в субконтинентальных условиях в качестве парагеосинклиналией, которые, прежде чем обрушились и стали дном океана, пережили этап тектоно-магматической активизации.

3. Океанические желоба (грабены) — морфоструктуры, возникающие в связи с дифференцированными движениями по разломам, пересекающим дно новообразованных океанических впадин. Здесь происходят обрушения второго порядка, сопровождаемые короткофокусными землетрясениями и андезито-базальтовым вулканизмом. Желоба возникли в процессе активизации тектонических движений и в настоящее время приурочены к наиболее океанизированной — Атлантической-Арктической провинции Северного Ледовитого океана и развиты преимущественно в Северной Атлантике. В рассматриваемой части Арктики типичных океанических желобов нет. Лишь самая северная часть грабена на шельфе, называемом желобом «Святой Анны» может быть отнесена к этому типу образований. Грабен пересекает структуру южной части океанической впадины Нансена и дальше к югу располагается на шельфе между Новой Землей и Таймыром.

4. Срединно-океанические вулкано-ри — приосевые зоны срединно-океанических хребтов. Они сложены вулканическими сооружениями, которые сформировались местами, по-видимому, на

структурах континентального ряда, в частности на каледонидах, погруженных в западном секторе Северного Ледовитого океана и в Северной Атлантике. Атлантическо-Арктический вулканорий прослеживается по дну океана от Исландии до моря Лаптевых, вблизи которого входит в рассматриваемую нами часть Арктики, разграничивая впадины Нансена и Амундсена.

5. Современные геосинклинали в пределах описываемой области занимают весьма незначительную площадь на юго-востоке. К ним относятся островные вулкано-тектонические поднятия (островные дуги) и океанические рвы. Первые представляют собой существенно андезитовые сооружения. Формирование этих дуг обусловлено региональными пологими надвигами (континента на океан), к зонам которых обычно приурочены глубокофокусные (до 600—700 км) землетрясения. Островные дуги отделяют область развития типично-океанического, оливин-базальтового вулканизма Тихого океана от области существенно андезитового новейшего вулканизма, свойственного восточной периферии Азии и ее окраинным морям. С вулкано-тектоническими поднятиями сопряжены повторяющие их внешние очертания океанические рвы, вместе с которыми они образуют современные геосинклинали — Алеутскую и Курило-Камчатскую. По исследованиям последних лет в обеих геосинклиналях намечается наличие реликтов более древнего складчатого фундамента, к которому в Алеутской геосинклинали относится верхнепалеозойско-мезозойский ярус, вероятно, связанный со структурой мезозойд, а в Курило-Камчатской — более молодые, альпийские образования.

На основании изложенного выше можно сделать следующие теоретические выводы.

1. Для всей Арктики отмечается существование большого количества древних «жестких» глыб (срединных и остаточных массивов), расположенных среди более молодых складчатых структур. В процессе погружения массивов на суше и шельфе на них образовались мощные покровы осадочных и вулканогенных пород с характерными для них линейно-прерывистыми складками. Сформировавшиеся на погруженных массивах впадины по своему тектоническому режиму уподобляются парагеосинклиналям.

Возможно, что все известные в Арктике срединные и остаточные массивы являются реликтами крупнейшей докембрийской арктической платформы (или панплатформы). В разное время эта платформа была раздроблена, отдельные части ее прошли различные стадии развития и активизации и оказались окруженными палеозойскими, палеозойско-мезозойскими и мезо-кайнозойскими складчатыми системами.

2. На рассматриваемой территории устанавливается последовательная миграция геосинклинальных режимов, начиная с раннего палеозоя до конца кайнозоя от Атлантического океана к Тихому.

3. Выявляется структурная связь Чукотки и Аляски через складчатое обрамление мезозойд и альпид Анадыро-Сьюардского срединного массива.

4. Намечается тектоно-магматическая связь Атлантического и Тихоокеанского подвижных поясов через Северный Ледовитый океан в конце мелового периода и в пагеогене. Она предположительно устанавливается по широкому развитию основных (на западе) и средних (на востоке) эффузивов, которые, возможно, принадлежат к единому трансарктическому Гренландско-Охотскому вулканогенному (плато-базальтовому поясу).

5. В Северном Ледовитом океане предполагается погружение и возможная океанизация структур коры континентального типа. Здесь среди структур коры океанического типа (глубоководных впадин, срединно-океанических и подводных хребтов и т. п.) находятся реликты и целые системы структур континентального типа. Для ряда океанических впадин можно предполагать их образование на погруженных срединных массивах.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ОСТРОВОВ СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ К НИМ ОБЛАСТЕЙ

Воссоздание истории геологического развития обширной области, в пределах которой расположены острова Советской Арктики, является весьма трудной задачей в связи с тем, что большая часть ее скрыта под водами Северного Ледовитого океана и, как видно из приведенного в настоящей работе материала, о ее геологическом строении можно судить лишь по данным, собранным при геологических исследованиях на этих сравнительно небольших участках суши.

Определенную роль в решении этой задачи должно играть сопоставление сведений о геологическом строении островов Советской Арктики и прилегающей с юга к Северному Ледовитому океану частью Евразийского континента. Косвенные данные могут быть получены путем привлечения материалов, собранных в ходе проводившихся на акватории Северного Ледовитого океана морских геофизических и геологических работ.

АРХЕЙ (?), РАННИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (ДОРИФЕЙСКОЕ ВРЕМЯ)

История геологического развития в дорифейское время областей, где расположены острова Советской Арктики, может быть восстановлена в самом схематическом виде, так как архейские и раннепротерозойские отложения на этих островах весьма ограниченно распространены.

Отложения, условно относимые к верхнеархейским, известны лишь на некоторых островах у Берега Харитона Лаптева, где они представлены гнейсовым комплексом верхней карской свиты, развитым на северо-западном побережье Таймырского полуострова.

Раннепротерозойские отложения развиты несколько шире и распространены на архипелагах островов Пясинского залива, Норденшельда, Северной Земли и Комсомольской Правды, а также известны на Новосибирских островах (юго-восточная часть о. Большого Ляховского).

Во всех указанных пунктах дорифейские отложения хорошо коррелируются с аналогичными отложениями Таймырского полуострова. Поэтому история геологического развития тех островов Советской Арктики, где известны дорифейские отложения, теснейшим образом связана с геологической историей Таймыра.

В архейскую эру нынешние острова Советской Арктики были приурочены к широчайшей мобильной зоне, где происходили непрерывное накопление мощных толщ осадочно-вулканогенных формаций, их консолидация и глубинный региональный метаморфизм, сопровождавшийся интрузивной деятельностью. Мощность этих древнейших геосинклинальных отложений была не менее 12—15 км. Под влиянием такой нагрузки, а также благодаря внутренней энергии Земли в мобильной зоне

развивались мощнейшие тектонические процессы, приводившие к формированию гигантских горных сооружений. Еще до начала активных складчатых процессов происходили внедрения пластовых интрузий основной магмы, переслаивающихся с осадочно-вулканогенными отложениями. Последние в дальнейшем под влиянием значительного прогрева и складкообразовательных движений, в условиях активной циркуляции растворов, были полностью перекристаллизованы и превращены в разнообразные плагиогнейсы и кристаллические сланцы. Процессы глубинного регионального метаморфизма постепенно переходили в ультраметаморфические, связанные с селективным плавлением, мобилизацией пластических масс и интенсивной метасоматической перекристаллизацией пород. В итоге образовались поля мигматитов и теневого гранитоидов, а на кульминационных этапах — массивы интрузивных пород, в том числе таких специфических формаций, как чарнокитовая и анортозитовая.

К концу архейской эры в пределах центрального сектора Советской Арктики оформились гигантские кристаллические массивы: Карский на северо-северо-западе и Анабарский на юго-востоке, разделенные Таймырской протерозойской геосинклинальной областью. Сформировавшие эти массивы процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма (в зависимости от их глубинности) происходили в условиях гранулитовой либо амфиболитовой фаций. При этом в нижних структурных этажах преобладали продукты гранулитовой, а в верхних — продукты амфиболитовой фации метаморфизма. Поэтому в сильно эродированном Анабарском кристаллическом массиве развиты преимущественно кристаллические сланцы, мигматиты и теневые граниты гранулитовой фации метаморфизма, тогда как в пределах Карского массива, лишь частично обнажающегося на северо-западном побережье Таймырского полуострова и прилегающих к нему островах, преобладают аналогичные породы, но амфиболитовой фации. Последние представлены на островах Советской Арктики гранато-биотитовыми плагиогнейсами с прослоями гранато-амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов, которые крайне неравномерно мигматизированы.

В раннем протерозое в пределах дорифейской Таймырской геосинклинальной области, которая охватывала современные архипелаги островов Северной Земли, Норденшельда и Комсомольской Правды, а также Таймырский полуостров, происходило накопление мощных (до 10—12 км) осадочно-вулканогенных отложений, которое все время интенсифицировалось по мере усиления мобильности этой области. В это же время на юго-восточной окраине Карского массива (территориально располагавшегося в пределах северо-западного побережья Таймырского полуострова и прилегающих к нему островов) происходило накопление терригенных отложений, но уже скорее платформенного характера, которые образовали впоследствии чехол Карского массива, превратив его, таким образом, в Карскую плиту. Так как эта зона была переходной от платформы к геосинклинали, то здесь также накапливались сравнительно мощные толщи, но преимущественно осадочных отложений, смятых в более пологие складки и метаморфизованных несколько слабее, чем в пределах дорифейской Таймырской геосинклинали.

Разрушающиеся Карский и особенно Анабарский массивы поставляли в пределы Таймырской геосинклинали огромное количество обломочного материала, который накапливался в виде разнообразных терригенных полимиктовых отложений. Вместе с накоплением осадков начались излияния основных лав, выбросы огромных масс туфовых продуктов, которые, смешиваясь с терригенными отложениями, превраща-

лись в туффиты. Эффузивная деятельность того периода закончилась подводными излияниями с образованием спилитов. Накопление же терригенного материала продолжалось все время, при этом количество алевритовых и глинистых отложений увеличивалось, а количество псаммитовых становились меньше и они приобретали более однородный характер. За счет их впоследствии образовались кварциты. Исключением являлись граувакки и граувакковые песчаники, встреченные на о. Большевик, в составе которых имеются слабоокатанные обломки основных эффузивов нижнего протерозоя, а также минералы верхнеархейского гнейсового комплекса (гранат, пироксен и др.), что свидетельствует о начале нового цикла осадконакопления в этом районе, вероятно, среднепротерозойского.

В это время в центральной и южной частях Таймырской геосинклинали наряду с терригенными отложениями пелитового характера начали накапливаться карбонатные осадки, впоследствии превращенные в довольно мощные горизонты мраморов. К периоду завершения накопления осадков, но до начала складкообразовательных движений было приурочено внедрение многочисленных пластовых интрузий. Среднепротерозойский цикл закончился накоплением псаммитовых отложений.

В связи с начавшейся интенсивной складчатостью в середине раннего протерозоя и образованием на месте геосинклинали горных сооружений активизировалась магматическая деятельность, но состав магмы резко менялся. По трещинам проникали небольшие порции магмы и изливались на поверхность, образуя покровы кислых эффузивов. Главная же масса магмы кристаллизовалась на некоторой глубине во время складчатых процессов, обуславливая появление синкинематических куполовидных интрузий гранитоидов с протокластическими структурами.

Происходил также региональный метаморфизм геосинклинальных отложений в связи со складчатостью и циркуляцией растворов во время горообразовательных движений. Однако этот процесс протекал на значительно меньших глубинах, чем при образовании верхнеархейского гнейсового комплекса, и поэтому по характеру метаморфизма он может быть отнесен к фации зеленых сланцев, обусловившей формирование филлитового комплекса. Туфоловые и туффитовые отложения были превращены в зеленые сланцы, мощные толщи терригенных осадков — в разнообразные филлиты, метаморфизованные песчаники (в частности, граувакковые) и кварциты. Основные пластовые интрузии превратились в грубо рассланцованные ортоамфиболиты. Даже гранитоидные интрузии были метаморфизованы и превращены в альбитизированные, сосюритизированные и хлоритизированные породы со значительным содержанием эпидота.

В начале верхнего протерозоя на месте бывшей дорифейской Таймырской геосинклинали образовались горные сооружения, постепенно разрушавшиеся и превратившиеся в рифейскую мобильную зону типа древнего шельфа. Характерно, что рифейские отложения лежат с угловым несогласием на протерозойских и только на северо-западной окраине Таймырского полуострова и прилегающих к нему островах имеют согласное залегание с последними, что является убедительным доводом в пользу существования в то время такой крупной структуры платформенного типа, какой явилась Карская плита.

Нижне-среднепротерозойские отложения в пределах этой Карской плиты представлены относительно слабометаморфизованными песчаниками и разнообразными филлитами суммарной мощностью не более 3 км. Характерно, что и они венчаются покровами метаморфизованных фельзитов и фельзит-порфиров подобно нижне-среднепротерозойским

отложениям Таймырской геосинклинали. Однако в отличие от последних они значительно менее мощные (в 2—3 раза) и не содержат основных эффузивно-пирокластических, а также карбонатных отложений.

В заключение описания дорифейской истории геологического развития Таймырского полуострова и окружающих его островов следует подчеркнуть, что мощные толщи дорифейских метаморфических отложений оказались в настоящее время на дневной поверхности в результате весьма интенсивного позднепалеозойского сводового поднятия, связанного с тектонической активизацией значительной части Карской плиты в пермское время. С этой же активизацией связано внедрение многочисленных интрузий субщелочных гранитоидов в пределы дорифейских метаморфических толщ, а также повсеместное омоложение их абсолютного возраста до 225—270 млн. лет. С тех пор дорифейские метаморфические толщи подвергались интенсивной эрозии, отчего обнажились на дневной поверхности их самые глубокие горизонты, вплоть до гнейсового кристаллического массива на северо-западном Таймыре. Только в некоторых пунктах древние дорифейские отложения оказались под чехлом почти горизонтально залегающих мезозойских осадков, а также под чехлом четвертичных отложений, развитых значительно шире мезозойских.

Небольшие выходы кристаллических сланцев на Новосибирских островах, представленные пироксен-амфибол-плагноклазовыми, эпидот-амфиболовыми и эпидот-плагноклазовыми разновидностями, принадлежащими к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (переходной от амфиболитовой фации к фации зеленых сланцев), мощность которых составляет около 2 км, могут быть сопоставлены с отложениями первой половины раннепротерозойского времени дорифейской Таймырской геосинклинали. Они, по-видимому, представляют собой кристаллический фундамент нижнемеловой складчатой области, залегающая в ее эродированной сводовой части, что, вероятно, стало возможным в результате позднепалеозойского поднятия, аналогично Таймырскому. Характерно, что вышележащие верхнепротерозойские (рифейские) отложения залегают на нижнепротерозойских несогласно и отличаются от последних ничтожной степенью регионального метаморфизма, подобно верхнепротерозойским отложениям северной части Таймырского полуострова и окружающих его островов.

Нам представляется, что дорифейские метаморфические толщи повсеместно образуют кристаллические фундаменты разнообразных тектонических структур, развитых в пределах островов Советской Арктики и окружающих их шельфовых морей. Однако в большинстве случаев они не обнажаются на дневной поверхности. И только в тех частях, где дорифейский кристаллический фундамент был затронут верхнепалеозойскими движениями, наблюдаются выходы метаморфических толщ на дневную поверхность.

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (РИФЕЙ, ВЕНДСКОЕ ВРЕМЯ)

Толща, относимая в Советской Арктике к позднему протерозою, в тектоническом отношении представляет собой единый комплекс, ограниченный снизу резким угловым несогласием, сверху же в складчатых областях (Таймыр, Северная Земля, Полярный Урал) — угловым несогласием, а на платформах — стратиграфическим несогласием.

В пределах рассматриваемой нами территории для верхнего протерозоя намечается несколько крупных платформенных областей и разделяющих эти области прогибов. Платформенные области представлены: в Карском море — Карской платформой, на севере Средне-

Сибирского плоскогорья — Восточно-Сибирской платформой и в области современных акваторий Восточно-Сибирского и Чукотского морей — Гиперборейской платформой. На месте современной Уральской складчатой области существовал прогиб, отделявший (Восточно-Европейскую) Русскую платформу от Западно-Сибирской. Прогиб, находившийся на месте современной Таймырской складчатой области, и его продолжение на юг вдоль Енисея отделяли Восточно-Сибирскую платформу от Западно-Сибирской и Карской платформ.

В прогибах происходило накопление мощных терригенно-вулканогенных формаций, которые затем сменились менее мощной карбонатной формацией. На платформах нижняя терригенная формация менее мощная, чем верхняя — карбонатная. Вулканизм на платформах проявился в конце цикла осадконакопления и выразился в небольших по масштабам излияниях основных лав.

Судя по наличию регионального размыва и углового несогласия между верхнепротерозойской толщей и подстилающими ее толщами, можно предполагать, что Советская Арктика в начале позднего протерозоя представляла собой низкую сушу.

Оживление тектонической деятельности в начале позднего протерозоя (раннего рифея) вызвало дифференциацию движений земной коры. В результате одни участки начали прогибаться и заливаться морем, превращаясь в области раннерифейского осадконакопления, другие — воздымались и становились областью размыва.

В раннем рифее в области осадконакопления существовали три группы фаций: терригенно-вулканогенные отложения прибрежной равнины, временами заливавшейся морем, доломитовые осадки участков бассейна с повышенной соленостью, прилегающих к этой равнине а также известковые терригенные образования нормального открытого бассейна. Проявления вулканизма в раннем рифее относятся к его началу и выражаются в подводных и, возможно, надводных излияниях основной и кислой магмы и в значительных выбросах пеплового материала.

В конце раннего рифея произошла небольшая по масштабу регрессия позднепротерозойского моря, с которой связана смена условий образования осадков. В морских бассейнах стало преобладать осаждение карбонатов магния, что, по-видимому, было связано с повышением концентрации солей в морских водах. Там, где в морском бассейне сохранилась нормальная соленость, продолжали отлагаться карбонаты кальция. Терригенные осадки накапливались главным образом вдоль берегов суши, расположенной в области современного Ледовитого океана, а также в Полярно-Уральском прогибе. Такое же распределение областей осадконакопления сохранилось в среднем и позднем рифее. Однако в верхнем рифее под влиянием трансгрессии в условиях расширения морского бассейна участки моря с повышенной концентрацией солей, где отлагались карбонаты магния, сократились и преобладали образование известковых осадков. Терригенные осадки продолжали накапливаться примерно там же, где и в конце раннего рифея.

Области суши в позднем рифее располагались на Полярном Урале и Вайгаче, на Обско-Енисейском междуречье, в северной части моря Лаптевых, включая южную часть Северной Земли (о. Большевик) и Новосибирские острова, и на Ленско-Янском междуречье. Крупная суша была также на юге Сибирской платформы, где она протягивалась двумя выступами в направлении Енисейско-Хатангского и Хатанго-Анабарского междуречья. Рельеф суши был низменным и слаборасчлененным.

В вендское время сохранился тот же план распределения моря и суши, что и в позднерифейское время. Так же, как и в позднем рифее, в море существовали две резко различных фациальных области. На севере Восточно-Сибирской платформы, в Таймырском прогибе и в Хараулахских горах в бассейнах с повышенным содержанием солей происходило осаждение карбонатов магния, а на некоторых участках (на западном склоне Анабарского массива) — сульфатов натрия. На юге происходило накопление песчаных и глинистых осадков. Вендский морской бассейн был неглубок и благоприятен для широкого развития водорослей, видовой состав которых свидетельствует о связи этого морского бассейна с другими бассейнами Азиатского материка.

Области суши в вендское время распределялись следующим образом. Обширный участок суши располагался в северной части моря Лаптевых и включал на западе почти весь архипелаг Северной Земли (за исключением о. Пионер), а на востоке Новосибирские острова (исключая Большой и Малый Ляховские). Менее значительные по размерам участки суши были приурочены к Обь-Енисейскому междуречью и к верховьям Хатанги — сюда на север протянулся выступ обширной, охватывающей южные части Центральной Сибири суши. Крупный остров вендского времени существовал в низовьях Попигая и Анабара.

Рельеф суши был низким. Красная окраска карбонатных пород свидетельствует об аридных климатических условиях этого времени. Интенсивные проявления вулканизма для вендского времени — излияние основных лав — отмечаются в Полярно-Уральском прогибе. В значительно меньшей мере вулканизм проявился на северо-востоке Сибирской платформы.

В конце вендского времени северо-восток Восточно-Сибирской платформы, Хараулахские горы и Таймырский полуостров испытали поднятие, но на северо-западе Восточно-Сибирской платформы продолжал существовать морской бассейн.

На островах Советской Арктики присутствие отложений верхнего протерозоя установлено на архипелаге Северная Земля, на о. Тройном в Карском море, на некоторых островах Таймырского мелководья и на архипелаге Новосибирских островов.

На Северной Земле в начале верхнепротерозойской эпохи в центральной части архипелага существовал прогиб, вытянутый почти в меридиональном направлении. К востоку от него располагалась суша или, может быть, цепь крупных островов, подвергавшихся интенсивному разрушению. На западе бортом прогиба, по-видимому, являлся склон Карской платформы. В течение всей этой эпохи здесь происходило накопление мощной толщи ритмично переслаивающихся, различных по своему гранулометрическому составу терригенных отложений. Частая смена грубообломочного терригенного материала более мелкими по своему составу осадками свидетельствует о том, что располагавшиеся на восток от прогиба горные сооружения периодически то воздымались над уровнем моря, то испытывали погружение. Не исключена возможность, что некоторая часть осадочного материала поступала с запада, с Карской платформы, представляющей в то время сушу.

Примерно в середине позднепротерозойского времени, после отложения на Северной Земле фиордовой свиты, произошло значительное поднятие, которое нашло свое отражение в глубоком размыве отложенной первой половины позднего протерозоя.

Судя по составу отложений конца позднего протерозоя, которые представлены прибрежно-лагунными пестроцветными фациями, можно предполагать, что существовавший здесь в начале верхнего протерозоя

прогиб значительно сократился и стал более мелководным, но сохранил свою прежнюю ориентировку. К западу и востоку от этого бассейна существовали участки суши, поставлявшие в него обломочный материал. В результате проявления верхнепротерозойской складчатости докембрийская зона причленилась к Карской платформе и превратилась в жесткое консолидированное сооружение платформенного типа. По обе стороны от протерозойских складчатых сооружений возникли два самостоятельных прогиба — Таймырский и Североземельский, из которых первый в дальнейшем развился в геосинклиналь, а второй — в субгеосинклиналь. Образование этих прогибов, разделенных протерозойскими складчатыми сооружениями, знаменует новый этап в развитии Таймырско-Североземельской геосинклинали, характеризующийся дифференциацией ее на отдельные прогибы и поднятия.

На островах Таймырского мелководья к позднему протерозою (становская свита) относятся кварц-серицитовые сланцы, туфогенные известковистые песчаники и алевролиты островов Зверобой и Моржовый, а также хлорито-серицитовые сланцы о. Расторгуева. Здесь, по-видимому, в условиях мелкого морского бассейна, располагавшегося в пределах Таймырско-Североземельского прогиба, происходило осаждение глинистого и алевролитового материала, поступавшего с суши, находившейся на западе и протягивавшейся вдоль Обско-Енисейского междуречья в Енисейский залив. Примесь туфового материала свидетельствует о происходящей одновременно с этим вулканической деятельностью. Под влиянием позднепротерозойских складкообразовательных процессов накопившиеся здесь осадки подверглись метаморфизму. Верхнепротерозойские образования на о. Тройном (острова Известия ЦИК) формировались в более глубоководных условиях и подверглись более интенсивному метаморфизму.

На Новосибирских островах присутствие верхнепротерозойских отложений установлено только на о. Большом Ляховском. Здесь в мелководном морском бассейне в условиях интенсивного прогибания морского дна и близости областей сноса, происходило накопление мощной толщи тонко чередующихся глинисто-алевритовых и песчаных осадков. Интенсивное прогибание сопровождалось подводными излияниями основной магмы.

Суша, являющаяся областью размыва, располагалась к северу от архипелага, причем граница ее постепенно перемещалась на юг и в конце верхнего протерозоя проходила севернее Ляховских островов.

ПАЛЕОЗОЙ

Кембрийский период. Палеогеографическая обстановка кембрийской эпохи была частично унаследована от позднего протерозоя, хотя проявившаяся на границе протерозоя и раннего палеозоя байкальская складчатость оказала очень большое влияние на палеогеографию всей рассматриваемой области. Основные заложившиеся в протерозое структуры продолжали существовать, хотя и несколько изменили свои контуры. Значительно расширилась, по сравнению с верхнепротерозойским временем, Восточно-Сибирская платформенная область. В кембрийское время она охватывала весь северо-восток Средне-Сибирского плоскогорья, Таймырский полуостров, Хараулахские горы и на крайнем северо-востоке архипелаг Новосибирских островов. Здесь простиралось обширное эпиконтинентальное кембрийское море, на дне которого отлагалась толща преимущественно карбонатных пород. На Обь-Енисейском междуречье в пределах современного Карского моря и на

Яно-Индибирском междуречье располагались три другие платформенные области, которые не покрывались кембрийским морем и являлись областями сноса, питавшими продуктами своего разрушения прилегающие к ним морские бассейны.

Наиболее крупным прогибом этого времени являлся прогиб окаймляющий с запада Сибирскую платформу, в котором на протяжении кембрийского времени накопилась толща осадков мощностью в 3500 м. К северу этот прогиб соединялся с Таймырско-Североземельским прогибом, разделявшим Сибирскую и Карскую платформы. Третий — Урало-Новоземельский прогиб — отделял Карскую платформу от Русской.

В северной (Новоземельской) части Урало-Новоземельского прогиба на протяжении всего кембрийского времени происходило равномерное опускание морского дна, в ходе которого на протяжении средне- и верхнекембрийской эпохи накопилась толща терригенных осадков мощностью более 1000 м.

На западе Новой Земли в среднекембрийскую эпоху располагался шельф, в пределах которого отлагались преимущественно мелкозернистые терригенные осадки. Происходившая на протяжении кембрийского времени регрессия моря обусловила постепенную смену мелкозернистых осадков более крупнозернистыми.

Южнее, на юге Новой Земли и Вайгаче, тектонические движения позднекембрийского времени были более интенсивны и дифференцированы. Погружение этого участка земной коры было более быстрым, вследствие чего здесь накопилась мощная толща разнообразных по своему составу терригенных осадков. Возникновение глубоких расколов земной коры обусловило излияния основной магмы, сопровождавшиеся выбросами туфового материала. С этим этапом связан инверсия тектонического режима.

Северная Земля, как уже отмечалось, располагалась в зоне прогиба, разделявшего в это время Карскую и Сибирскую платформы. В кембрии произошло расширение Североземельского морского бассейна, занимавшего почти всю центральную часть архипелага.

Толща осадков кембрия на Северной Земле характеризуется ритмичным чередованием горизонтов глинистых сланцев и песчаников. Со середины кембрийской эпохи в ее составе начинают появляться мало-мощные прослои карбонатных отложений. К концу первой половины кембрия приурочено излияние кислых эффузивов, которое протекало в два этапа — покровы кислых эффузивов разделяются толщей песчано-глинистых отложений. Все сказанное свидетельствует о том, что формирование толщи кембрийских отложений на Северной Земле происходило в условиях непосредственной близости суши и постоянных колебательных движений как в самом прогибе, так и в окружающих его горных сооружениях.

На границе кембрия и ордовика проявилась предордовикская фаза каледонской складчатости, в результате которой кембрийские отложения были собраны в серию линейных складок, унаследовавших общее направление протерозойских структур.

Острова Таймырского мелководья, по-видимому, располагались в пределах обширной не покрытой морем платформы и являлись областью сноса, поставлявшей терригенный материал в прилегающие к ней части Таймыро-Североземельского прогиба.

На Новосибирских островах кембрийские отложения (средний — верхний (?) отделы) известны только на о. Беннета, где в условиях открытого моря, по-видимому, связанного с морем, покрывавшим Сибирскую платформу, отлагались глинистые и известковые осадки.

Ордовикский период. В ордовике в основном сохраняется унаследованное от кембрийского периода территориальное распределение типов геологических структур, однако в начале ордовика, а вернее на границе кембрийского и ордовикского периодов, произошла довольно серьезная их перестройка. Сибирская платформа несколько ограничивается в своих размерах за счет возникновения на Таймыре асимметричного перикратонного прогиба. На северо-востоке Сибирской платформы образуется низкая суша, сохраняющая тенденцию к расширению на протяжении всего периода. Обособленный прогиб продолжает развиваться на Северной Земле. На месте претерпевшего серьезные изменения в кембрии Урало-Новоземельского прогиба возник новый, почти полностью унаследовавший старый структурный план. Между этими тремя прогибами — Уральско-Новоземельским, Таймырским и Североземельским — продолжает существовать расширившая свои границы область поднятия Карской платформы. Протягивающийся далеко на северо-запад Урало-Новоземельский прогиб отделяет Карскую платформу от Баренцевой, в пределах которой располагалась Земля Франца-Иосифа и восточная часть Шпицбергена. Прогиб Новосибирских островов в ордовике был сходен по своему характеру с Таймырским и располагался на стыке Сибирской и Гиперборейской платформ. В целом для ордовикского периода намечается общая тенденция к расширению областей суши с одновременной их нивелировкой. Параллельно с этим наблюдается декомпенсация прогибов и углубление бассейнов осадконакопления.

В районе Вайгача и южной оконечности Новой Земли в раннеордовикскую эпоху отлагались осадки мелкого моря — пески и алевролиты, лишь в небольшом количестве образовывались карбонатные породы. Последовавшее за этим значительное прогибание, захватившее расположенную к востоку часть Карской платформы, привело к уменьшению количества поступающего терригенного материала, ответственному изменению в среднем и позднем ордовике характера осадконакопления и преобладанию в составе осадков известняков и частично доломитов.

Далее на севере (между губами Безымянной и Митюшиной) пестроцветные осадки мелкого моря начала ордовика вследствие последовавшего за этим длительного опускания морского дна резко сменяются тонкозернистыми глинистыми осадками. Образование глубоководных тонкозернистых толщ происходило и в самых северных частях архипелага.

В середине ордовикского периода на Новой Земле, за исключением ее южной части, прогибание дна бассейна сменилось быстрым поднятием. Южнее пролива Маточкин Шар это привело к образованию пестроцветных отложений и выходу из-под уровня моря отдельных участков, подвергшихся размыву. Дальнейшая активизация тектонических движений вызвала в северной части региона складкообразование, сопровождавшееся сильным метаморфизмом пород и значительным подъемом всей этой области. Видимо, с этим же временем связано заложение главного Новоземельского разлома. С образовавшимися на юге, не выходящими на поверхность расколами; возможно, связано внедрение интрузий диабазов и габбро-диабазов.

В центральной части архипелага Северная Земля существовал прогиб, ось которого по отношению к кембрийскому прогибу была несколько смещена к западу. В начале ордовика происходило накопление прибрежно-морских терригенных отложений — конгломератов, гравеллитов, полимиктовых песчаников. С последовавшей затем кратковременной трансгрессией моря связано образование песчаниково-

известняковой свиты, содержащей остатки брахиопод. Происшедшее затем обмеление привело к накоплению мощной толщи пестроцветных песчаников, фациально замещающихся на юге о. Октябрьская Революция пестроокрашенными мергелями и известняками. В это же время возникли полузамкнутые и замкнутые лагуны, в которых отлагались гипсоносные отложения. В среднем ордовике происходили излияния кислых лав, образовавшие маломощные покровы фельзитов и кварцевых порфиров. Для второй половины ордовика характерно накопление преимущественно терригенных отложений, переслаивающихся с известняками, доломитами и мергелями. Одновременно с этим отмечалась вулканическая деятельность — излияние кислых лав (фельзитов и фельзит-порфиров). Конец периода ознаменовался кратковременной трансгрессией моря, в котором отлагались карбонатные осадки, сменившиеся в дальнейшем терригенными.

В целом ордовикский период для Северной Земли характеризуется прибрежно-лагунным и лагунным режимом, эпизодически прерываемым кратковременными трансгрессиями моря. Литологический состав осадков свидетельствует о близости областей сноса, располагавшихся к востоку и западу от Североземельского прогиба; на востоке — это докембрийские сооружения Таймыра, на западе — Карская платформа.

На Новосибирских островах в течение ордовикского периода предполагался прогиб, сходный по своему характеру с Североземельским. В раннеордовикскую эпоху намечается некоторое обмеление бассейна и накопление в нем алевритового и песчаного материала. Органический мир представлен преимущественно граптолитами. С конца среднего ордовика намечается опускание дна морского бассейна, и в существовавшем здесь неглубоком открытом море обитала разнообразная фауна и отлагались известковые илы.

Силурийский период. В силурийский период территория Советской Арктики наследует структурный план ордовикского времени. Восточно-Сибирская платформа охватывает область от левобережья Енисея на западе до междуречья Яны и Лены на востоке. В пределах платформы в силуре сохраняется наметившееся еще в ордовикское время деление на Тунгусский прогиб и Анабаро-Оленекское поднятие. С севера Сибирская платформа обрамляется Таймырским прогибом, ограниченным далее с севера раздробленными глыбами Карской платформы. В одной из ослабленных зон Карской платформы продолжает развиваться Североземельский прогиб. На востоке между Сибирской и Гиперборейской платформами продолжает развиваться Новосибирский прогиб, смыкающийся на востоке с протягивающейся вдоль южного края Гиперборейской платформы Верхоянско-Чукотской зоной опускания.

На западе, в северной части Пайхойско-Новоземельского прогиба, охватывающего территории Новой Земли, Вайгача, Пай-Хоя и современного Баренцева моря вплоть до Земли Франца-Иосифа, происходит довольно серьезная перестройка. В районах, примыкающих с юга и юго-востока к Баренцевой платформе, происходило горообразование, по-видимому, связанное с развитием каледонид Грампианской геосинклинали, что привело к приближению областей сноса к северным частям Новой Земли. В южных частях Новой Земли, на о. Вайгач и Пай-Хой, прогиб развивался без значительных изменений.

В начале лlandoверского времени почти полностью сохраняется унаследованный от ордовика план распределения суши и моря. С середины лlandoверского времени начинается крупная трансгрессия моря, которая приводит к расчленению Карско-Тобольской суши и возобно-

влению связей между Таймырским и Северо-Земельским бассейнами, а также связей этих бассейнов с западноарктическими.

В венлокском веке трансгрессия сменилась регрессией моря, продолжавшейся до конца силурийского периода. Эта регрессия, в конечном итоге, привела к полной изоляции Тунгусского бассейна осадконакопления и резкому сокращению его границ. Расширилась площадь Североземельской суши, а также зона смыкания Тобольской суши с Карской.

В период максимального распространения силурийского моря на огромных площадях шло накопление преимущественно карбонатных осадков. В период регрессии резко увеличилось количество поступающего в море терригенного материала, что соответственно сказалось на составе отлагающихся в море осадков.

В раннесилурийскую эпоху на юге Новой Земли и о. Вайгач сохранилась обстановка, сложившаяся в ордовике. Здесь по-прежнему накапливались преимущественно известняки. В прибрежных лагунах происходило образование доломитов. Терригенный материал, поступавший с востока, не играл существенной роли в составе осадков. В позднем силуре количество терригенного материала в составе осадков несколько увеличилось. Терригенный материал поступал из расположенных на северо-востоке областей сноса. Это привело к тому, что в районе пролива Костин Шар происходило накопление глин и алевролитов, а южнее — преимущественно карбонатных осадков.

Северная половина Новой Земли в конце ордовика была захвачена распространявшейся с юга морской трансгрессией. На месте Баренцева моря в это время возникли горные цепи каледонид, откуда в Новоземельский прогиб стало поступать большое количество грубообломочного материала. В начале силура началось постепенное обмеление моря и осадки стали более мелкозернистыми. Появились мелкие острова и лагуны с ненормальной соленостью. Во второй половине ландоверского века на юге произошло углубление бассейна, появились благоприятные условия для развития организмов и образования карбонатных осадков. Подобная обстановка сохранялась здесь и в венлокском веке. На крайнем севере Новой Земли создавалась совсем иная обстановка. В ландовери и начале венлока здесь образовался застойный бассейн, в котором накапливались преимущественно глинистые илы, частично тонкозернистые пески и изредка крипозернистые известняки. В венлоке на северной оконечности Новой Земли возникла глубокая впадина, заполнявшаяся разнообразным грубообломочным материалом, поступавшим из находившейся севернее каледонской горной области.

В первую половину верхнесилурийской эпохи на Новой Земле (к северу от р. Безымянной) располагался шельф открытого моря с многочисленной и разнообразной фауной, в котором накапливались органогенные известняки. Только на самой северной оконечности Новой Земли в раннем лудлове существовала обособленная иловая впадина с застойными водами, заселенными граптолитами. Некоторое усиление тектонической деятельности в середине верхнего силура привело к обмелению моря и обеднению фауны. В это время здесь отлагались преимущественно пески и глины.

В позднелудловское время на севере Новой Земли вновь установился режим неритовой области с большим количеством рифовых построек. В море отлагались преимущественно известняки и доломиты. С приуроченным к концу позднелудловского времени подъемом связано установление на севере Новой Земли лагунно-континентального

режима, в условиях которого увеличилось поступление песчаного материала и образовались мощные пласты доломитов.

На Северной Земле в отличие от Таймыра проявилась, по-видимому, предсилурийская фаза складчатости, которой были переработаны и раннекаледонские структуры. В результате возникли структуры северо-восточного простиранья, в которых в свою очередь образовались ветви северо-западного и западно-северо-западного простиранья. Окончательное их формирование закончилось, вероятно, в конце силура.

Для силурийского периода в пределах Североземельского прогиба характерно накопление карбонатных отложений, содержащих обильные остатки фауны, обитавшей в условиях мелководного морского бассейна. Только с середины венлока отмечается появление маломощных слоев песчаников, указывающих на изменение условий осадконакопления и приближение области сноса. Преимущественно карбонатные и в подчиненном количестве песчаные фации развиты на западе о. Пионер, на крайнем юго-западе и в центральной части о. Октябрьской Революции. С происшедшем в конце силурийского времени обмелением и разобщением морского бассейна связано образование линз и прослоев гипса. В конце силура начались складчатые движения, продолжавшиеся в нижнедевонское время.

В районе островов Таймырского мелководья отложения верхнего силура — массивные органогенные толстоплитчатые известняки с кораллами и мшанками — установлены на о. Андрея. Здесь в позднесилурийское время располагался открытый бассейн, в котором обитала богатая фауна и происходило накопление карбонатного материала.

На Новосибирских островах на протяжении силурийского периода сохранились примерно те же условия, что и в позднем ордовике. Здесь существовало неглубокое открытое море, заселенное разнообразной фауной неритовой зоны, в котором отлагались главным образом известковые илы. В юго-западной части о. Котельного море, вероятно, было более глубоким, о чем свидетельствует тонкая параллельная слоистость пород и состав фауны, гораздо более бедной и представленной только плавающими формами (граптолитами и ортоцерасами).

Девонский период. Унаследованный с силурийского периода девонский структурный план рассматриваемой области определяется сохранением всех крупных структур. Здесь продолжают свое существование Восточно-Сибирская, Карская, Баренцева и Гиперборейская платформы. Также сохраняются существовавшие ранее зоны опускания — прогибы Пайхойско-Новоземельский, Таймырский, Североземельский, Новосибирский, хотя некоторые из них уже приближаются к завершающейся фазе своего развития. Однако происходившие во второй половине силурийского времени в отдельных частях арктической области процессы каледонского складкообразования и, по-видимому, сопутствовавшая им широкая регрессия моря, привели к значительному изменению размеров и конфигурации морских бассейнов и суши. На развитие Пайхойско-Новоземельского прогиба значительное влияние оказывают процессы каледонского складкообразования, происходившие в пределах граничащей с ним на западе Баренцевой платформы. В значительной мере расширяются границы Карской суши, смыкающейся на юге с Западно-Сибирской (Тоболой). В пределах Восточно-Сибирской платформы происходит полное обособление Тунгусского прогиба и Анабарско-Оленекского поднятия. Значительно сокращается скрытая под водами моря часть Таймырского прогиба. Под влиянием каледонских складкообразовательных процессов значительно уменьшается площадь Североземельского прогиба. Продолжает

свое существование и даже несколько расширяется Новосибирский прогиб. В начале девонского времени произошла значительная нивелировка горной суши, располагавшейся к северо-западу от Новой Земли, и с нее почти прекратилось поступление терригенного материала. В общем же к началу девонского периода значительная часть описываемой территории была покрыта морскими бассейнами, их заливами и лагунами.

Крупные массивы относительно невысокой суши располагались в северной части Баренцева моря, в северо-восточной части Сибирской платформы и на территории Западно-Сибирской низменности, а также в морях Лаптева, Восточно-Сибирского и Чукотском. Крупный участок не покрытой морем территории располагался южнее, в пределах Яно-Колымского междуречья.

В дальнейшем на протяжении девонского периода имели место следующие изменения конфигурации моря и суши. В живетское время отсоединилась южная часть Карской суши от Западно-Сибирской (Тоболи) и восстановились непосредственные связи между Уральским и Таймырским бассейнами. Во франское время погрузился северный выступ Анабарско-Оленекской суши, разделявший ранее Хатангскую впадину и Тунгусскую синеклизу и затруднявший связь последней с Таймырским прогибом. В фаменском веке произошло увеличение площади Анабарской и Североземельской суши и временное осушение современного Восточного Таймыра. В соответствии с этим происходило и геологическое развитие отдельных островных участков Советской Арктики.

На Новой Земле и Вайгаче в раннедевонское время существенных изменений по сравнению с обстановкой, существовавшей в позднем силуре, не произошло. В среднем девоне на юге продолжалось спокойное прогибание морского дна, которое сопровождалось отложением карбонатных осадков, а в районе пролива Костин Шар шло накопление глинистых илов и песков. Иначе развивалась в среднем девоне северная часть Новой Земли. Интенсивные тектонические движения, имевшие место в эйфельском веке, сопровождалось слабым складкообразованием и внедрением гранитных интрузий в зоне Главного Новоземельского разлома. Отдельные участки выходили из-под уровня моря и подвергались интенсивному размытию. В окружающих бассейнах накапливались мощные толщи терригенных отложений, причем основная масса обломочного материала поступала из расположенных западнее календонских горных сооружений. Конец эйфельского века характеризуется широким развитием лагунных фаций.

В живетском веке средняя часть Новой Земли стала постепенно опускаться и в покрывающем ее море отлагались глины, пески и органические известняки. На севере Новой Земли в это время, возможно, располагалась суша.

В начале позднего девона в районе южной оконечности Новой Земли и на о. Вайгач существовало мелководное море, в котором формировались карбонатные отложения, глинистые и известняково-глинистые илы.

К северу от губы Черной в конце среднего и начале верхнего девона произошел общий подъем земной коры. Вплоть до губы Архангельской получили развитие прибрежно-морские фации — пески, галечники, иногда глины, изредка известняки. Смена обстановки привела к обеднению фауны. В районе губы Архангельской и Русской Гавани на размытой поверхности силура отлагались главным образом прибрежно-континентальные красноцветные пески, галечники, глины. Далее на север простиралась суша, возможно, размывавшаяся с эйфельского века и даже раннего девона. Интенсивные тектонические дви-

жения привели к возникновению многочисленных разломов, по которым проникала основная магма — образовались покровы диабазов и диабазовых порфириров. Одновременно происходил выброс большого количества вулканического пеплового материала и формирование гипабиссальных основных интрузий — силлов и даек.

На дальнейшее развитие региона в позднедевонскую эпоху сильное влияние оказал Главный Новоземельский разлом, обусловивший дифференциацию движений на западе и востоке Новой Земли и соответствующее различие в составе отлагавшихся здесь осадков. В районе Вайгача и побережья Баренцева моря господствовал режим открытого шельфа, на котором преобладали отложения известняковой фации. Иногда, особенно в фаменском веке, в обособленных участках моря происходило образование доломитов. В фаменское время отмечается также появление кремнистых отложений.

На восточном, Карском, побережье Новой Земли в условиях мелководья накапливались преимущественно глины и в меньшем количестве пески и известняки. В конце девонского времени вследствие общего подъема морского дна на западе появились острова, а на востоке, кроме района северной оконечности Новой Земли, вероятно, была суша, особенно приподнятая в районе пролива Маточкин Шар.

На Северной Земле в результате проявления преддевонской фазы складчатости произошло закрытие Североземельского геосинклинального прогиба. Докембрийские сооружения, игравшие в палеозое роль жесткого массива, отозвались на это крупными разломами, по которым произошло внедрение многочисленных интрузий гранитоидов.

Значительная часть Северной Земли и Таймыра, а также центральной области Карского моря испытала поднятие и к началу девона представляла сушу простиравшуюся далеко на запад, вплоть до Новой Земли.

В северо-западной части Северной Земли в нижнем девоне существовала значительная по своим размерам впадина, окаймлявшаяся на востоке каледонскими горными сооружениями и соединявшаяся на западе с простиравшимся до Шпицбергена нижнедевонским морем. Условия осадконакопления в этой впадине были неодинаковы. В восточной ее части, где ныне расположен о. Октябрьской Революции, на первом этапе происходило накопление пестроцветных песчаников. В дальнейшем стали формироваться маломощные прослои карбонатных отложений, получивших в конце эпохи преимущественное распространение. В западной части Североземельской впадины (о. Пионер) после небольшого перерыва в осадконакоплении формировались карбонатные отложения, впоследствии сменившиеся красноцветными песчаниками с прослоями известняков. Присутствие в известняках фауны, сходной с фауной нижнего девона Шпицбергена, указывает на кратковременные ингрессии нижнедевонского моря в пределы Североземельской впадины.

В конце раннедевонской эпохи имело место перераспределение участков суши и моря. Происшедшее в западной части поднятие и связанное с ним обмеление повлекло за собой увеличение привноса обломочного материала и повышение солености морского бассейна. Возможно, что в это время произошло полное или частичное замыкание впадины. К этому времени относится отложение красноцветных песчаников, содержащих остатки кистеперых рыб. На востоке (о. Октябрьской Революции) существовал мелководный бассейн, в котором отлагались карбонатные осадки, содержащие некоторое количество кластического материала, что свидетельствует о близости области сноса. Прослои и линзы гипса свидетельствуют о периодическом обмелении

бассейна, сопровождавшемся разобщением на отдельные лагуны и изменением солевого состава вод. Все это свидетельствует о том, что в нижнем девоне на Северной Земле установился жаркий полупустынный климат, а изменение условий осадконакопления приводило к массовой гибели фауны и насыщению осадков продуктами их разложения.

Полузамкнутый бассейн, образовавшийся на северо-западе Северной Земли в раннем девоне, продолжал существовать и в среднедевонскую эпоху. Начало ее ознаменовалось трансгрессией моря в восточную часть рассматриваемой области (о. Пионер), что привело к отложению преимущественно карбонатных осадков, содержащих обильную фауну. Наличие прослоев красноцветных терригенных отложений в разрезе среднего девона свидетельствует о периодических изменениях уровня моря, частичном его осушении и близости областей сноса. В середине эпохи произошло обмеление бассейна и разобщение на отдельные лагуны, в которых отлагались гидрохимические осадки. В дальнейшем примерно в тех же границах, что и в начале эпохи, повторилась трансгрессия моря, во время которой происходило отложение главным образом известняков, содержащих многочисленные остатки морской фауны. Изменение солевого состава вод, перераспределение участков моря и суши приводило к массовой гибели фауны, образованию «костяных брекчий», органогенных известняков и насыщению известняков продуктами разложения организмов, с чем, очевидно, связано наличие полужидких битумов в породах среднего девона. Подобного рода условия осадконакопления, по-видимому, сохранились здесь и в позднем девоне.

В восточной части (о. Октябрьская Революция) в среднем девоне широкое развитие получили лагунно-континентальные красноцветные и в подчиненном количестве мелководные карбонатные фации. Присутствие прослоев и линз гипса указывает на периодическое засоление бассейна. Наряду с этим существовали отдельные опресненные водные бассейны, в которых обитали акулородные панцирные и кистеперые рыбы. Лагунно-континентальный режим, установившийся в этом районе с начала среднего девона, сохранился, по-видимому, и в верхнем девоне.

В начале девонского периода вновь покрывается морем район островов Котельного и Бельковского. Характер образовавшегося здесь морского бассейна постепенно изменяется от открытого моря с нормальной соленостью, в котором отлагались преимущественно глинистые и известковистые илы и широкое развитие получали кораллы, брахиоподы, гастроподы и т. п., до полузамкнутого водоема с повышенной соленостью. В последнем отлагались преимущественно доломитовые слабоизвестковистые илы и обитала весьма бедная по своему составу фауна — сирингопоры и остракоды.

Во франском и фаменском веках острова Котельный и Бельковский вновь покрываются открытым морем. В первой половине франского века в нем отлагались известковистые и глинисто-алевритистые илы. Во второй половине франского и в фаменский век значительно приблизилась граница области сноса и в составе осадков начинает появляться песчаный и галечный материал. Осадки обеих эпох характеризуются достаточно обильной и разнообразной фауной.

Усилившееся в позднем девоне прогибание морского дна обусловило накопление мощной, 2500—3200 м, толщи терригенных и карбонатных осадков.

На островах Врангеля и Геральд в позднем девоне началось формирование мощной толщи осадков — свиты берри. На конец девона приходится начало трансгрессии моря в эту часть Гиперборейской

платформы из располагавшегося южнее Верхоянско-Чукотского прогиба. Состав отлагавшихся здесь осадков свидетельствует о накоплении их в условиях глубокого шельфа — в составе осадков преобладает глинисто-алевролитовый материал и лишь в небольшом количестве присутствует карбонатный.

Отложение осадков свиты берри происходило вблизи области сноса и при довольно интенсивном прогибании дна морского бассейна, об этом свидетельствует значительная мощность осадков. Область питания терригенным материалом находилась, вероятно, севернее о. Геральд в пределах Гиперборейской суши. В дальнейшем, уже в начале каменноугольного периода, в турнейский век, происходило постепенное обмеление морского бассейна, в котором отлагались осадки свиты берри. В составе осадков начал преобладать песчаный материал, а в самой верхней части разреза свиты берри значительную роль играют хемогенные осадки, свидетельствующие о континентально-лагунном режиме осадконакопления, связанном с регрессией моря.

Каменноугольный период. Структурный план арктической области в начале каменноугольного периода определяется теми серьезными перестройками, которые произошли здесь в предшествующий девонский период. Большая часть рассматриваемой области была покрыта мелким, эпиконтинентальным морем. Продолжали существовать обширные платформенные области — Сибирская, Баренцева, Карская, Гиперборейская и такие области прогибания, как Пайхойско-Новоземельская, Таймырская, Новосибирская. Однако в конфигурации морей и суши, располагавшихся в пределах этих основных структур, произошли значительные изменения. Значительно сократился морской бассейн в пределах Пайхойско-Новоземельского прогиба. В то же время море значительно расширило свои границы в пределах Баренцевой платформы, захватив к концу карбона площадь современного архипелага Земли Франца-Иосифа. Далее на восток еще в живетское время разъединились Карская и Западно-Сибирская (Тоболия) суши, и возникает связь между Уральским и Таймырским морскими бассейнами. Сохраняется установившаяся еще в среднем девоне связь между располагающимися в пределах Сибирской платформы Тунгусской и Хатангской впадинами, а также ограничивавшим с севера платформу Таймырским прогибом. Начавшееся еще в силуре разобщение Таймырского и Североземельского прогибов завершается к началу каменноугольного периода почти полным замыканием сохранившейся в девоне на месте Североземельского прогиба впадины. На востоке продолжает свое существование Новосибирский прогиб, возможно, соединяющийся с прогибом, разделявшим гипотетическую Гиперборейскую платформу и Колымский массив. Уходящая на запад, в район Шпицбергена, суша располагалась в северо-западной части рассматриваемой области, районе нынешнего Баренцева моря. Суша существовала также в восточной части Карского моря и в пределах Западно-Сибирской низменности. Область размыва сохранилась и в восточной части Сибирской платформы. Не заливаемый морем массив, являющийся частью Гиперборейской платформы, располагался восточнее Новосибирских островов.

В течение каменноугольного периода происходили значительные изменения палеогеографической обстановки. В первую очередь это выражалось в значительных изменениях конфигурации и характера суши и моря, связанных с повторявшимися несколько раз трансгрессиями и регрессиями. Первая морская регрессия приходится на начало визейского века. В середине этого века она сменилась небольшой по масштабу трансгрессией, охватившей всю Новую Землю. Значитель-

ная по своим масштабам регрессия приходится на начало башкирского века и не менее значительная трансгрессия происходит в конце этого века. Начало московского века характеризуется некоторым расширением областей суши. Наиболее крупная регрессия приходится на конец каменноугольного периода. Расширение границ суши в это время произошло на Урале, Пай-Хое, значительной части Новой Земли. Суша, располагавшаяся в Западно-Сибирской низменности, распространилась на западную часть Карского моря. Значительно увеличилась в направлении на юго-запад суша, простиравшаяся к востоку от Новосибирских островов. Она объединяла как территорию Новосибирских островов, так и остров, существовавший против устья р. Лены. Несколько увеличилась в северо-восточном направлении суша в пределах Сибирской платформы, захватившая и район устья р. Лены. Важным моментом в истории каменноугольного времени является заложение в визейском веке Верхоянской миогеосинклинали, интенсивно развивавшейся на протяжении всего каменноугольного времени.

На Новой Земле обстановка, сложившаяся в конце девонского времени, определила характер развития этого региона в раннекаменноугольное время. Происходившая в начале турнейского века трансгрессия распространялась в восточном направлении. Под ее влиянием располагавшиеся на западе острова были быстро размыты и на их месте произошло накопление прибрежного щебня и галечников. Только между губой Крестовой и ледником Низким оставался незатопленный морем участок суши — большой остров. На востоке от Новой Земли в турнейское время располагалась суша, интенсивное размывание которой обуславливало значительное накопление терригенных осадков — песков, глин и галечников.

В районах Баренцевоморского побережья Новой Земли на ее северной оконечности и о. Вайгач в течение раннего карбона располагался шельф открытого моря, на котором происходило накопление органогенного известкового материала. В конце раннего каменноугольного времени море обмелело и в нем начали отлагаться кремнистые и частично известковые осадки. Отдельные участки вышли из-под уровня моря.

В визейский и, возможно, намюрский века море целиком захватило восточные районы. Расширение его акватории и углубление бассейна обусловили смену фациального состава осадков, среди которых главенствующую роль стали играть известковые отложения.

В средне- и верхнекаменноугольное время снова произошла активизация Главного Новоземельского разлома, что привело к резкому различию в характере развития западной и восточной частей Новой Земли. В западной части Новой Земли, а также на Вайгаче прогибание земной коры замедлилось, но несмотря на это здесь сохранился шельф открытого моря, где накапливались известковые и частично кремнистые осадки. В верхнекаменноугольную эпоху море значительно обмелело и в нем появились отдельные низменные острова.

В восточных районах Новой Земли в среднем и позднем карбоне движения земной коры были более дифференцированы, что обусловило пестроту состава осадков, представленных прибрежно-морскими песками, глинами, иногда галечниками и известковыми илами. Отдельные участки осушались и подвергались размыву. С течением времени движения стали более спокойными. Области сноса, располагавшиеся в Карском море, либо сивелировались, либо отступили на восток. В морском бассейне происходило накопление тонкозернистых терригенных и отчасти карбонатных осадков. Затем последовало общее поднятие региона и в конце каменноугольной эпохи значительная его часть стала сушей.

На Земле Франца-Иосифа в начале башкирского века располагалась восточная часть обширного угленосного бассейна, заложившегося на северо-западе Баренцево-Карской платформы еще в конце девонской эпохи.

В конце башкирского века (каширское время) произошло резкое изменение палеогеографической обстановки. С юга на шельф распространилось море, причем на Земле Франца-Иосифа располагалась его более открытая (по сравнению со Шпицбергом), часть, в которой осаждались карбонатные отложения.

На Северной Земле присутствия осадков каменноугольного времени не установлено и можно предполагать, что здесь на протяжении всего позднего палеозоя и раннего мезозоя существовала низкая суша, в короткие периоды заливавшаяся мелким морем. Небольшая по мощности толща осадков этого времени была эродирована в последующие эпохи.

На Новосибирских островах в западной половине о. Котельного в раннекаменноугольное время сохранился морской бассейн, в котором накапливался терригенный материал. В восточной части острова в турнейском и визейском веках существовала суша и происходила денудация ранее отложившихся осадков. Море пришло сюда только в намюрском веке. В располагавшемся здесь открытом море отлагались известковые и глинисто-алевритовые илы и обитала довольно богатая и разнообразная фауна. В течение среднекаменноугольной эпохи происходил подъем территории. Новое наступление моря началось в конце среднекаменноугольной эпохи и захватило значительную часть позднекаменноугольной. В открытом море здесь осаждались главным образом глинистые и алевритистые осадки и обитала разнообразная фауна.

В конце каменноугольного — начале пермского периодов произошел общий подъем территории и осадконакопление прекратилось. Раннегерцинским складкообразованием, дослоцировавшим толщу позднепротерозойских — палеозойских отложений, завершился второй этап развития этого региона.

На островах Врангеля и Геральд в начале каменноугольного времени (турнейский век) завершилось формирование толщи осадков свиты берри. Происходившая в это время трансгрессия обусловила закономерное изменение состава осадков этой свиты от глинисто-алевритового до чисто песчаного. Завершается накопление осадков свиты берри уже в лагунно-континентальных условиях, о чем свидетельствует образование хомогенных пород — известняков и доломитов.

Вслед за регрессией моря в турнейское время, в начале визейского века, начинается новое наступление моря, с которым связано возникновение здесь устойчивого морского режима на протяжении всей раннекаменноугольной эпохи. Состав отлагавшихся здесь осадков, среди которых последовательно выделяются три толщи: карбонатная, терригенная и песчано-карбонатная, свидетельствует о том, что осадконакопление здесь происходило в три этапа. На первом этапе в условиях глубокого шельфа накапливался преимущественно карбонатный материал. Второй этап характеризуется значительным обмелением морского бассейна, связанным, по-видимому, с некоторым отступанием моря. В это время в условиях довольно интенсивного прогибания морского дна на мелкой части шельфа происходило преимущественно терригенного материала. Третий этап знаменуется периодическими сменами условий осадконакопления, вследствие чего отлагались то карбонатные, свойственные условиям открытого моря осадки, то преимущественно терригенные, формировавшиеся в условиях мелкого шельфа. Такой характер последнего этапа осадконакопления, возможно, связан

с началом складкообразовательных процессов, интенсивно проявившихся на островах Врангеля и Геральд в средне- и верхнекаменноугольное время.

Это складкообразование, продолжавшееся, возможно, еще и в пермское время, привело к образованию ряда крупных антиклинальных и синклинальных складок, общему поднятию этой области и образованию на ее месте горной страны, располагавшейся по южной окраине Гиперборейской платформы. Отсюда поступало значительное количество терригенного материала в морской бассейн находившийся южнее в пределах начавшей зарождаться Верхоянско-Чукотской геосинклинальной области.

С процессами складкообразования этого времени была связана также вулканическая деятельность — внедрение интрузий основных и кислых пород.

Пермский период. Пермский период истории геологического развития Советской Арктики является частью герцинского геотектонического этапа, который повсеместно начался со среднего карбона, а закончился в конце триаса. Лишь в Урало-Новоземельской области начало этого этапа приходится на нижнюю пермь.

Большая часть рассматриваемой нами территории в пермское время развивалась, как и во второй половине каменноугольного периода, в платформенных условиях. В широких границах на междуречье Лены и Енисея продолжала существовать Восточно-Сибирская платформа.

С определенной долей условности, ввиду ограниченности имеющегося в нашем распоряжении материала, можно говорить о наличии платформенных структур на междуречье Оби и Енисея и акваториях Карского моря (Западно-Сибирская и Карская платформы), Баренцева моря (Баренцевская платформа), моря Лаптевых (Лаптевский срединный массив) и Восточно-Сибирского и Чукотского морей (Гиперборейская платформа). Последняя в этот период, очевидно, включала и всю территорию архипелага Новосибирских островов, а также расположенные на крайнем востоке острова Врангеля и Геральд.

По восточной окраине Сибирской платформы развивалась Верхоянская геосинклиналь, заложение которой относится еще к раннекаменноугольному времени. Одна ветвь этой геосинклинали протягивалась на запад вдоль северной границы Сибирской платформы, а затем примерно в районе Хатангского залива огибала с запада расположенный в море Лаптевых срединный массив. Другая ветвь Верхоянской геосинклинали простирается далеко на восток вдоль южного края Гиперборейской платформы, соединяясь с Чукотской геосинклиналью. На северной окраине Сибирской платформы в пермское время продолжала развиваться и Таймырская геосинклиналиная область. Вдоль западной окраины Западно-Сибирской платформы далеко на север простиралась отделявшая эту платформу от Восточно-Европейской (Русской) верхнепалеозойская Урало-Новоземельская геосинклиналиная область, замыкавшаяся в теле Карской платформы северо-восточнее Новой Земли (Егиазаров, 1959).

Этот структурный план в определенной мере предопределил ход геологического развития арктической области в пермское время.

В начале пермского периода (сакмарский век) в пределах геосинклиналиных прогибов происходит интенсивное их погружение, сопровождавшееся накоплением флишоидных формаций. Платформенные же области испытывали поднятие с заметной тенденцией к дифференциации, что особенно заметно на примере Сибирской платформы, где в это время заметно сокращаются контуры Тунгусской синеклизы и, наоборот, увеличивается площадь Анабарско-Оленекского поднятия.

К концу раннепермской эпохи (артинский и кунгурский века) заметно оживляется тектоническая деятельность в Таймырской и в меньшей мере Верхоянской геосинклинальных областях, в связи с чем здесь происходит поднятие и повсеместная регрессия моря. Как следствие этого в пределах Таймырской геосинклинали и на прилегающей к ней с юга части Сибирской платформы формируются угленосные толщи, а в Верхоянской геосинклинали — осадки регрессивной, псаммитово-алевролитовой формации. Особенно значительная активизация тектонических движений в конце раннепермской эпохи имела место в пределах Урало-Новоземельской геосинклинали. С этой активизацией связан рост интрагеоантиклинальных поднятий и формирование краевого прогиба, в котором происходило накопление мощных толщ терригенных осадков флишоидного характера.

В начале позднепермской эпохи (уфимский и казанский века) Верхоянская и восточная часть Таймырской геосинклинали испытывали интенсивное погружение, сопровождавшееся накоплением мощных толщ терригенных осадков. В то же время в центральной и западной частях Таймырской геосинклинали происходило общее поднятие, сопровождавшееся отложением осадков регрессивной псаммитово-алевролитовой формации. К этому же времени относится начало проявлений вулканической деятельности на Сибирской платформе — образование формаций сибирских траппов. Особенно интенсивной была активизация тектонической деятельности в верхнепермскую эпоху в пределах Урало-Новоземельской геосинклинали. Вследствие быстрого подъема море уходит из пределов геосинклинали, а в краевом прогибе начинают накапливаться осадки типа моласс.

К концу позднепермской эпохи (татарский век) в связи с нарастанием тектонической активности в Таймырской и Верхоянской геосинклинальных областях происходит резкая дифференциация движений, осадконакопление становится более интенсивным, в результате чего на Таймыре, а местами и в Верхоянье начинают накапливаться осадки верхнепермской угленосной формации. К этому же времени относится существенный рост структур в пределах Западно-Сибирской платформы, особенно на участках, прилегающих к Урало-Новоземельской и Таймырской геосинклиналям. На Сибирской платформе отмечается расширение границ Тунгусской синеклизы за счет сокращения контуров располагавшейся к востоку от нее Анабарской антеклизы.

С наметившимся в конце позднепермской эпохи началом инверсионного периода в Таймырской геосинклинали связано образование зон разломов, обусловивших начало проявлений траппового вулканизма на Таймыре.

В пределах Урало-Новоземельской геосинклинали в конце позднепермской эпохи происходило интенсивное складкообразование, в ходе которого сформировались Уральский и Пайхойско-Новоземельский антиклинории. Складчатость сопровождалась внедрением мелких интрузий гранитов и аляскитов.

Приведенное выше общее описание геологического развития арктической области в пермскую эпоху свидетельствует о весьма неблагоприятных условиях для воссоздания истории развития островов Советской Арктики. Большинство из них располагалось в это время в пределах суши, а те небольшие по мощности осадки, которые отлагались в периоды кратковременного наступания моря, оказались в дальнейшем полностью смытыми.

Поэтому более конкретно историю геологического развития в пермское время можно дать только для архипелага Новая Земля, где в начале пермского периода располагалось мелководное море с островами,

являвшимися местными областями сноса. Основная масса осадочного материала поступала с суши, располагавшейся на востоке в Карском море. На начальных этапах происходило накопление тонкодисперсного глинистого материала. Позднее, по мере расширения границ области сноса и приближения их к бассейну осадконакопления, в составе осадков стал преобладать более крупнозернистый, песчаный материал. В более глубоком, населенном обильной фауной море на северо-западе Новой Земли отлагался органогенный известковистый материал. В конце артинского или начале кунгурского века на Южном острове Новой Земли прибрежно-континентальные условия осадконакопления сменились прибрежно-морскими. Усилилось поступление в осадки карбонатного материала, появилась морская фауна. В конце кунгурского века море, по-видимому, уходит из восточной части региона. В начале позднепермского времени оно сохранилось только в районах полуострова Гусиная Земля, мыса Сухой Нос и полуострова Адмиралтейства. Здесь сначала отлагались пески, глины и частично известняки, а потом пески и галечники. В дальнейшем в связи с продолжавшимся подъемом весь регион стал сушей. Подъем областей на Новой Земле и Вайгаче определялся общей тенденцией развития Урало-Новоземельской геосинклинали, вступившей в свою инверсионную фазу, и сопровождался интенсивными тектоническими движениями, в результате которых образовались основные складчатые структуры Новой Земли и Вайгача. Одновременно происходило внедрение мелких интрузий гранитов и гранодиоритов по Главному Новоземельскому разлому.

Присутствие пермских отложений (нижняя пермь) установлено также на о. Диксон, в районе, расположенном в западной части Таймырской геосинклинали. Здесь в условиях неглубокого моря накапливалась довольно мощная (около 500 м) песчано-глинистая толща. Отсутствие на о. Диксон осадков верхней перми, возможно, свидетельствует о том, что происходившее здесь в нижней перми опускание морского дна в конце периода сменилось его подъемом, завершившимся выходом этого участка геосинклинальной области над поверхностью моря.

МЕЗОЗОЙ

Триасовый период. В триасовом периоде сохраняется общий структурный план арктической области, сложившийся в предшествующие каменноугольный и пермский периоды.

Продолжает свое существование Западно-Сибирская платформа, охватывающая междуречье Оби и Енисея и включающая в свой состав южную часть акватории Карского моря. Платформенный режим сохранила также обширная Восточно-Сибирская платформа. В платформенных условиях развивались области, расположенные в пределах границ современных морей Баренцева и северной части Карского — Баренцево-Карская платформа, а также Восточно-Сибирского и Чукотского морей — Гиперборейская платформа. Платформенный режим был свойственен и Лаптевскому поднятию, находившемуся в пределах моря Лаптевых.

Продолжали развиваться заложенные еще в позднем палеозое геосинклинальные области — Верхоянская, Таймырская и Урало-Новоземельская. Причем последние две вступили уже в завершающую, инверсионную фазу. В начале триаса (индский век) большая часть территории Советской Арктики представляла собой сушу, сохранившуюся здесь с конца пермского периода. Неглубокое море существовало на территории Верхоянья и на крайнем северо-западе, где его воды омы-

вали окраины суши, включавшей территорию островов Земли Франца-Иосифа.

Западная часть Сибирского континента имела возвышенный характер. Горный рельеф был свойствен территории Новой Земли, Вайгача и Пай-Хоя. Заметно разрослась горная область на Таймырском полуострове. В районах Таймыра и у северной окраины Сибирской суши усилилась вулканическая деятельность.

Эта обстановка определила характер осадконакопления. Преобладающую роль играли отложения лагунно-континентальной фации с заметной примесью вулканогенного материала.

Оленекский век начался с широкой трансгрессии с юго-востока на Сибирский континент. Море проникло далеко в глубь суши. На северо-западе море ограничивалось горами Таймыра, а к востоку распространялось на территории Новосибирских островов и Северо-Востока СССР.

Вблизи Таймырских гор у низменной равнины Центральной Сибирской суши, а также на территории Верхоянья располагалась мелкая часть шельфа, в которой происходило накопление алевритового, глинистого и в меньшей степени песчаного материала. На Новосибирских островах и на побережье моря Лаптевых в глубокой части шельфа отлагались преимущественно глинистые илы. В южной части Таймыра и на севере Сибирской платформы продолжалась интенсивная вулканическая деятельность — здесь сформировалась мощная (600—650 м) толща вулканогенных пород. Одновременно с трансгрессией произошла некоторая нивелировка поверхности суши в районе Новосибирских островов и между Новой Землей и Северной Землей.

Среднетриасовая эпоха началась регрессией моря в Восточной Сибири. Значительно сократились размеры морского бассейна в Западном Верхоянье. В ладинском веке из-под уровня моря вышла восточная часть Таймырской низменности и Таймырского полуострова. В западной части низменности на непродолжительное время установился лагунно-континентальный режим.

Глубокая часть шельфа сохранилась только на Новосибирских островах, где продолжали накапливаться главным образом глинистые илы. В пределах мелкой части шельфа аккумуляровались главным образом песчаный и алевритистый материал. В северо-западных частях Восточно-Сибирской платформы и на юге Таймыра продолжалась интенсивная вулканическая деятельность и происходило накопление мощной толщи вулканогенных образований.

На низменной, периодически заливаемой морем равнине в Западном Верхоянье отлагались песчаные осадки, обогащенные остатками растительности. В восточной части Хатангской впадины и на Восточном Таймыре в сходных условиях накапливались угленосные осадки.

Очертание суши в среднетриасовую эпоху мало изменилось. В это время произошло расчленение Урало-Новоземельской и Североземельской возвышенных территорий. Значительно снивелировались горные возвышенности Урала и Новой Земли.

В карнийском веке поздне-триасовой эпохи произошло некоторое расширение морского бассейна — море покрыло восточную часть Таймырской низменности и Восточный Таймыр. С запада со стороны Шпицбергена оно проникло на территорию Земли Франца-Иосифа. Морской бассейн этого времени был мелководным, в нем отлагались различные по гранулометрическому составу осадки — пески, алевриты, глины, иногда галечники. Глубокая часть шельфа сохранилась на Новосибирских островах, где продолжалось накопление преимущественно глинистых

илов. В составе осадков значительную роль играл карбонатный материал.

В карнийском веке произошел подъем западной части Центрально-Сибирской суши, а вулканическая деятельность на ее территории прекратилась. Уменьшились размеры возвышенной Таймырско-Североземельской суши за счет расширения на восток низменности, отделявшей ее от Урало-Новоземельской суши. Горные возвышенности Таймыра в значительной степени сnivelировались.

На конец триасового периода — норийский век — приходится еще одна регрессия моря: оно ушло из пределов восточной части Таймырской низменности, Таймыра, Западного Верхоянья и с территории Земли Франца-Иосифа. Мелкое море сохранилось на Новосибирских островах и в Восточном Верхоянье, где происходило накопление алевритовых и в меньшей степени песчаных и глинистых осадков.

У восточной окраины Средне-Сибирской суши, которая включала восточную часть Таймыра и Таймырской низменности, располагалась низменная, периодически заливаемая морем равнина, на которой отлагались неоднородные по гранулометрическому составу осадки — пески, алевриты, глины. В сходной обстановке происходило осадконакопление на Земле Франца-Иосифа.

В норийском веке сохранился примерно тот же характер рельефа суши, что и в карнийском. Следует лишь отметить образование низменной равнины в северной части архипелага Новосибирских островов.

Соответственно с обрисованной выше общей обстановкой протекало геологическое развитие отдельных островов Советской Арктики в триасовый период.

На Земле Франца-Иосифа морской режим установился только в начале верхнего триаса — в карнийский век. Присутствие осадков нижнего и среднего триаса здесь не установлено и поэтому можно предполагать, что в это время здесь располагалась суша, в пределы которой море проникло лишь в карнийском веке с запада — со стороны Шпицбергена. В мелководном карнийском море отлагались разнообразные по гранулометрическому составу осадки — пески, алевриты, глины, материал для которых поставлялся с мелких островов, возникших в результате поднятия морского дна на участке между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа. Состав фауны карнийских аммонитов указывает на связь существовавшего здесь моря с Альпийским и Гималайским морями Тетиса.

В норийском веке произошло отступление моря и на низменной периодически заливаемой морем, равнине начала формироваться верхнетриасовая — нижнеюрская (норийско-лейасовая) толща терригенных осадков. Эта область располагалась в эпиконтинентальном прогибе Баренцево-Карской платформы, а областью сноса являлось расположенное недалеко региональное поднятие этой платформы.

Новая Земля и о. Вайгач представляли собой возвышенную сушу, подвергавшуюся нивелировке на протяжении всего триасового периода. Предположительно к началу триаса относится возникновение региональных надвигов, после чего на протяжении всего периода до нижней юры происходили интенсивные блоковые подвижки. Одновременно по разломам внедрялись небольшие штоки гранитов и аляскитов в районах губы Крестовой и залива Циволько.

Северная Земля в триасовое время располагалась в области суши, в большей своей части имевшей возвышенный характер. Отдельные более низменные ее участки, возможно, и покрывались на непродолжительное время морем, но образовавшиеся в нем маломощные осадочные толщи были полностью смыты в последующее время.

Устойчивый морской режим установился на протяжении всего триасового периода на Новосибирских островах. Здесь в условиях глубокого шельфа накапливались мощные толщи глинистых осадков. В морском бассейне обитала богатая фауна — преимущественно аммониты и пелециподы. Некоторое обмеление морского бассейна наметилось в конце периода — в норийском веке, когда в составе осадков начал преобладать песчаный материал. На севере архипелага образовалась низменная, периодически заливаемая морем суша.

На о. Врангеля установлено присутствие отложений верхнего триаса — карнийского и норийского ярусов. В основании верхнетриасовой толщи наблюдаются отчетливые следы размыва. Повсеместно отмечается угловое несогласие между пологозалегающими отложениями верхнего триаса и подстилающей их сильнодислоцированной толщей верхнепалеозойских пород. Состав осадков верхнего триаса — песчаники, глинистые сланцы, алевриты — свидетельствует об осаждении их в мелководном морском бассейне на небольшом удалении от области питания (мелкий шельф). Можно предполагать, что в верхнем триасе сюда проникли воды морского бассейна, располагавшегося южнее, в Верхояно-Чукотской геосинклинальной области. Наблюдающаяся в породах триаса пологая складчатость возникла, вероятно, одновременно со складкообразованием, происходившим на последних этапах развития Верхояно-Чукотской геосинклинали.

Юрский период. В юрском периоде на территории Советской Арктики сохранялся тот же структурный план, что и в конце триасового периода. Продолжали существовать такие структуры, как Баренцево-Карская платформа, Урало-Новоземельская складчатая область, Западно-Сибирская платформа, Таймыро-Североземельская складчатая область, Восточно-Сибирская платформа, система Лено-Енисейских прогибов и Верхояно-Чукотская геосинклинальная область.

На протяжении юрского периода Урало-Новоземельская, Таймыро-Североземельская складчатые области и Новосибирская геантиклинальная зона, а также Восточно-Сибирская платформа были положительными структурами, и с них происходил снос обломочного материала. В пределах Западно-Сибирской и Баренцево-Карской платформ существовали как области размыва, так и области аккумуляции в виде небольших впадин. На северо-востоке за счет расширения морского бассейна сократилась площадь Гиперборейской платформы.

В раннем лейасе территория Советской Арктики представляла в основном сушу, причем на большей ее части накопление осадков не происходило. Морской бассейн, тесно связанный с морскими бассейнами северо-востока, располагался в северо-восточной части Ледовитого океана, откуда воды его проникали в район Восточного Верхоянья. Эта область представляла собой мелкую часть шельфа; в Западном Верхоянье располагалась окраинная часть этого бассейна, характеризовавшаяся нормальным морским режимом. В этих частях бассейна отлагались преимущественно песчано-алевритовые осадки. Низменная, затопляемая морем равнина существовала на Земле Франца-Иосифа, где продолжалось накопление верхнетриасовой — нижнеюрской (норийско-лейасовой) толщи, материал для которых поступал, вероятно, с располагавшихся восточнее участков суши.

Крупная морская трансгрессия произошла в среднем лейасе, вследствие чего воды Полярного морского бассейна распространились далеко на юг и восток за пределы Советской Арктики. В это время возник небольшой мелководный залив на северо-востоке Таймырской суши и большой водный бассейн в пределах Хатангской и Лено-Анабарской впадин, а также Ленского прогиба. Суша в море Лаптевых умень-

шилась в своих размерах и превратилась в два крупных острова. В образовавшемся в среднем лейасе морском бассейне отлагались преимущественно алевроито-песчаные осадки, характерные для мелкой части шельфа. Глинисто-алевритовые осадки, обогащенные пиритом, отлагались в более глубоководной центральной и северо-восточной частях бассейна. Обилие в среднелейасовых отложениях крупнообломочного материала указывает на существование вокруг бассейна седиментации возвышенных и достаточно расчлененных участков суши. В верхнем лейасе сохранились примерно такие же палеогеографические условия, как и в среднем.

В начале средней юры (в ааленском веке) произошли существенные изменения палеогеографической обстановки, выразившиеся в значительном расширении морского бассейна на севере и юге и одновременном сокращении размеров морского бассейна на юго-востоке.

В северо-западной части Советской Арктики (Земля Франца-Иосифа) в пределах мелкой части шельфа накапливались глинисто-песчаные осадки в прибрежной области и глинистые осадки с пиритом и линзами известковистых осадков в более глубоких, отдаленных от суши ее частях. На значительной части территории Советской Арктики существовал неглубокий морской бассейн с нормальной соленостью, в котором отлагался преимущественно песчано-алевритовый материал. Лишь на востоке и северо-востоке в более глубоководных условиях и в отдаленных от областей сноса участках бассейна аккумуляровались глинисто-алевритовые осадки.

На байос-батское время приходится новая крупная трансгрессия юрского моря, приведшая к образованию обширного морского бассейна в северной части Советской Арктики, имевшего тесное сообщение с морями Гренландии и Северной Америки. Существовавший до этого в Усть-Енисейской впадине опресненный залив соединился с Полярным бассейном и морем, располагавшимся на севере Западно-Сибирской платформы. В этом неглубоком морском бассейне в подвижной среде отлагались глинисто-алеврито-песчаные плохо отсортированные осадки. В северной его части (Хатангская и Анабарская впадины) формировались глинисто-алевритовые осадки. На востоке (в Ленской впадине) происходило накопление преимущественно песчаных осадков. В позднебатское время на севере Сибири отмечается сокращение площади морского бассейна и его обмеление, что соответственно сказалось и на составе отложений. Заметную роль начинают играть прибрежно-лагунные с углями и песчаные лагунно-дельтовые отложения.

Позднеюрская эпоха характеризуется максимальным распространением моря в Советской Арктике. Трансгрессия Полярного бассейна началась с келловоя и надолго затопила шельфы морей Карского и Лаптевых, впадины севера Центральной Сибири, через которые оно проникло далеко на юг. Лишь на юго-востоке, в Ленском прогибе, наметилась регрессия моря. Здесь появилась аллювиальная равнина и началось образование Верхоянской суши.

В целом морской бассейн был преимущественно мелководным с нормальной соленостью. В нем накапливались глинисто-алеврито-песчаные осадки и обитала многочисленная и разнообразная фауна аммонитов, белемнитов и двусторчатых моллюсков. В келловейском веке произошли некоторые изменения в конфигурации и рельефе областей сноса. Сократились площади Таймырской и Западно-Сибирской суши, а также островов в море Лаптевых. Урало-Новоземельская суша превратилась в низменную равнину. Море распространилось на территорию Земли Франца-Иосифа.

Оксфордский век характеризуется повсеместной регрессией юрского моря, которая на западе сменяется обширной трансгрессией в кимериджском веке. На востоке регрессия продолжалась и в кимериджском веке. Оксфордское и кимериджское моря имели довольно широкие связи с европейскими морями. В результате трансгрессии распалась на две части Урало-Новоземельская суша и уменьшились площади Западно-Сибирской и Центрально-Сибирской суши, а также суши, расположенной в море Лаптевых. Сократилась также Таймырская суша — в ее пределах образовались глубоко вдающиеся заливы.

Осадконакопление происходило в основном в пределах мелкой части шельфа, где отлагался песчано-алевритовый материал, и лишь на крайнем северо-западе (Земля Франца-Иосифа) в области глубокой части шельфа формировались глины с прослоями известняков.

Титонский век был временем максимального распространения юрского моря, которое значительно расширилось по площади и углубилось — появились обширные области глубокой части шельфа. Титонское море имело обширные связи с морями Европы и Америки. В результате трансгрессии погрузилась под уровень моря суша у берегов Земли Франца-Иосифа, Урало-Новоземельская суша превратилась в архипелаг, вероятно, стала архипелагом и Западно-Сибирская суша, сократились размеры Таймырской суши и суши в районе моря Лаптевых. В глубоководных частях шельфа, в частности на Земле Франца-Иосифа, накапливались преимущественно глинистые осадки с тонкими прослоями глинистых известняков.

На островах Советской Арктики присутствие юрских отложений установлено на архипелагах Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Северной Земли и на двух островах моря Лаптевых — о. Большой Бегичев и Преображения.

На Земле Франца-Иосифа в раннем лейасе продолжалось накопление толщи терригенных осадков в образовавшемся здесь Грумаланском прогибе Баренцево-Карской платформы. Осадочный материал в этот неглубокий водный бассейн поступал с возвышенностей, располагавшихся за бровкой материкового склона.

Отсутствие на Земле Франца-Иосифа среднего и верхнего, и на Шпицбергене нижнего и среднего лейаса указывает на размыв перед вторжением моря, наступавшего с запада или юго-запада. Море снова появляется здесь в аалене, причем состав тяжелой фракции ааленских осадков указывает на имевший место размыв основных пород, располагавшихся в области сноса на небольшом удалении от архипелага.

Геологическую историю байосского и начала батского веков восстановить довольно трудно ввиду отсутствия осадков этого времени. Можно предполагать, что в начале бата здесь, так же как и на Шпицбергене, происходил размыв. Фосфоритность обнажающихся на Земле Франца-Иосифа глин верхнего бата свидетельствует о том, что эти отложения формировались в начале трансгрессии на глубине 50—100 м в зоне, сравнительно близкой к береговой линии.

Позднекеелловейская трансгрессия, возможно, не прекращавшаяся с бата, захватывала Землю Франца-Иосифа, Шпицберген и другие более отдаленные территории. В условиях глубокого шельфа здесь отлагались глинистые, с примесью карбонатного материала, осадки. Источники сноса располагались, по-видимому, там же, где и в аалене.

Нижнеоксфордские отложения на Земле Франца-Иосифа, также, как и во всей приатлантической Арктике, не установлены, что может указывать на региональный предверхнеоксфордский размыв. В позднем оксфорде здесь снова установился морской режим.

Нижнекимериджские морские отложения — глины с прослоями известняков образовались так же, как и в келловее, за счет размыва основных эффузивов и метаморфических толщ.

Верхнекимериджскими, возможно, являются песчанистые известняки о. Берггауз, залегающие выше аналогичных фаунистически охарактеризованных известняков нижнего кимериджа. Они свидетельствуют о сохранении здесь морского режима осадконакопления.

Образование этих слоев, а также вышележащих алевритистых известняков нижнего волжского и верхнего волжского ярусов связано, видимо, с единой трансгрессией, распространившейся в приатлантической Арктике и на северо-востоке Европы.

На Новой Земле, в ее западной части, установлено присутствие среднеюрских и верхнеюрских отложений. Сюда распространилась трансгрессия батского моря, в котором формировались преимущественно песчаные осадки. Побережье моря имело низкий слабо расчлененный рельеф.

Северная Земля в конце юрского времени представляла собой архипелаг островов, у берегов которого накапливались мелководные, преимущественно терригенные отложения, образовавшиеся, судя по их составу, за счет разрушения протерозойского и палеозойского комплексов пород.

Острова моря Лаптевых также были захвачены верхнеюрской трансгрессией. Здесь установлено присутствие осадков всех трех подъярусов келловее. Состав их — глинистые алевролиты, алевритистые глины — свидетельствует об отложении в условиях мелкого шельфа. Обломочный материал сюда поступал с существовавшей в море Лаптевых суши.

На Новосибирских островах отложения юрского времени не установлены. Здесь, по-видимому, находилась область сноса, поставлявшая материал в северную часть Лено-Анабарского прогиба.

Меловой период. На территории Советской Арктики в меловом периоде выделяются следующие крупные структурные области: Баренцево-Карская платформа, Урало-Новоземельская складчатая область, Западно-Сибирская платформа, Таймыро-Североземельская складчатая область, система Лено-Енисейских прогибов, Восточно-Сибирская платформа, Верхояно-Чукотская геосинклинальная область.

На протяжении мелового периода большая часть территории Восточно-Сибирской платформы, Таймыро-Североземельской и Урало-Новоземельской складчатых областей представляла собой положительные структуры, с которых происходил снос осадочного материала в окружающие их водные бассейны. Однако и внутри этих областей возникли отдельные и довольно обширные участки прогибания, где происходила аккумуляция осадков.

Наиболее существенное прогибание в меловое время испытывали Западно-Сибирская платформа, система Лено-Енисейских прогибов и Верхояно-Чукотская геосинклинальная область. Также, по-видимому, в основном погружалась и Баренцево-Карская платформа. К началу раннего мела произошла перестройка структурного плана системы Лено-Енисейских прогибов, на месте которых образовалось несколько самостоятельных впадин — Усть-Енисейская, Хатангская и Лено-Анабарская. В нижнем мелу, по-видимому, происходил распад обширной Гиперборейской платформы, в восточной части которой начала образовываться другая крупная парагеосинклинальная впадина — Восточно-Сибирская.

Наконец, во второй половине мелового периода произошли интенсивные складкообразовательные движения в Верхояно-Чукотской обла-

сти, в результате которых здесь возникла Верхоянская складчатая система. С этим же процессом связано возникновение невысоких складчатых сооружений вдоль современного побережья моря Лаптевых.

Интенсивная вулканическая деятельность в меловом периоде происходила на Баренцево-Карской платформе (Земля Франца-Иосифа), в Верхояно-Чукотской области (Новосибирские острова) и на севере Восточно-Сибирской платформы (Попигайская котловина).

В начале мела в валанжинском веке значительную часть территории Советской Арктики занимал обширный морской бассейн. Глубокая часть шельфа этого моря на западе имела значительную площадь, протягиваясь довольно широкой полосой и уходя в Западно-Сибирскую низменность. На востоке же площадь этой области была весьма ограничена. Здесь отлагались преимущественно темные глинисто-алевроитовые осадки с тонкими линзовидными прослоями глинистых известняков. Более широко были развиты светлые глинисто-алевроитовые илы, формировавшиеся в мелкой части шельфа. Полярный морской бассейн валанжинского времени был тесно связан с европейскими морями, а также с морями Средиземноморья и Тихоокеанским бассейном, хотя временами эта связь уменьшалась.

Со второй половины валанжинского века началась регрессия моря, особенно на востоке, что сказалось на составе отложений — стали накапливаться главным образом песчаные осадки с растительным детритом.

По сравнению с концом юры в валанжинском веке произошли некоторые изменения в расположении областей сноса. На западе размыву подвергалась низменная суша, сложенная карбонатными и терригенными породами, расположенная на востоке Шпицбергена и на Новой Земле. Значительно сократились размеры Западно-Сибирской низменной суши, от которой, вероятно, остались лишь небольшие низменные острова. Возвышенный характер имела восточная часть Центрально-Сибирской суши, откуда поступало в морской бассейн большое количество терригенного материала. Одной из важнейших областей сноса для севера Центральной Сибири была возвышенная Таймырская суша, представлявшая собой группу крупных островов.

К концу валанжинского века приурочено начало регрессии, которая продолжалась весь готеривский век и завершилась в апте.

В готеривском веке площадь морского бассейна с нормальной соленостью сильно сократилась. Такой бассейн продолжал существовать лишь в западной части (Западно-Сибирская низменность) и на северо-востоке (Хатангская впадина, Новосибирские острова). Большую часть территории Советской Арктики занимали обширные аккумулятивные равнины, прибрежные части которых временами заливались морем. Значительно сократились связи морей Советской Арктики с другими морями, особенно с европейскими. В морских бассейнах на западе происходило накопление алевроитовых осадков, а на востоке — глинисто-алевроито-песчаных. Основная аккумуляция происходила в пределах низменных равнин, где отлагались песчаные плохо отсортированные осадки с большим количеством растительного материала. На заболоченных участках равнин произрастала богатая растительность — папоротниковые, хвощи, гингковые и хвойные, которая являлась источником образования углей.

В готеривское время начались излияния основных лав на Земле Франца-Иосифа, в результате чего здесь сформировалась мощная толща вулканогенных пород. Одновременно с эффузивной вулканической деятельностью происходило внедрение гипабиссальных интрузий того же состава. В распределении областей сноса не произошло серьезных из-

менений. По-видимому, совсем исчезла Западно-Сибирская суша, а Центрально-Сибирская суша была значительно снивелирована.

Продолжавшаяся в барремском веке регрессия моря привела к существенной перестройке всей физико-географической обстановки в Советской Арктике. Море практически покинуло всю эту территорию. Лишь на западе сохранился крупный опресненный бассейн. Остатки небольшого морского бассейна, возможно, существовали на востоке, откуда происходили кратковременные ингрессии в пределы равнины, располагавшейся в Хатангской впадине. В основном же почти вся территория Советской Арктики превратилась в обширную аккумулятивную равнину с лагунами, озерами и крупными реками. В пределах этой равнины накапливались преимущественно песчаные, плохо отсортированные осадки с прослоями глин, алевроитов, углей. На Земле Франца-Иосифа и в Попигайской котловине продолжалась вулканическая деятельность.

Примерно такая же, как и в барремском веке, обстановка сохранилась в аптском веке.

Крупной трансгрессией мелового моря характеризуется конец раннемеловой эпохи. В результате море проникло в западную часть Советской Арктики, где образовался морской мелководный бассейн нормальной солености. Здесь происходило отложение глинисто-алевритового материала. Море затопило часть аккумулятивных равнин в море Лаптевых. Расширилась область морского осадконакопления на Новосибирских островах. Здесь происходила активная вулканическая деятельность. В основном же и в это время аккумуляция осадков протекала в условиях, аналогичных предшествующим аптскому и барремскому векам, на обширных (аккумулятивных) равнинах.

В начале позднего мела (сеноманский век) произошла некоторая регрессия моря, в связи с чем большая часть Баренцево-Карского шельфа вышла из-под его уровня. Лишь на севере Земли Франца-Иосифа сохранился морской бассейн нормальной солености. К концу сеноманского века произошло некоторое расширение площади располагавшегося в западной части опресненного морского бассейна. На Новосибирских островах продолжалась вулканическая деятельность. В остальных частях Советской Арктики сохранились те же условия осадконакопления, что и в конце нижнего мела. Небольшие изменения произошли в распределении и характере областей сноса: начала несколько увеличиваться Средне-Сибирская суша, а Урало-Новоземельская суша превратилась в единую область низменной денудационной равнины.

В туронском веке началась новая крупная трансгрессия Полярного бассейна, вследствие которой в пределах Карского шельфа Западно-Сибирской низменности и в Усть-Енисейской впадине образовался мелководный морской бассейн, в котором отлагался глинисто-алевритовый материал. Была затоплена морем часть аккумулятивных равнин вокруг Таймырской суши. На остальной части описываемой нами территории продолжали существовать аккумулятивные равнины, в пределах которых отлагались песчаные осадки. В областях сноса произошли небольшие изменения: увеличилась площадь Центрально-Сибирской суши, суша в море Лаптевых перестала существовать, а в пределах Новосибирских островов появилась область возвышенной и горной суши, с которой поступал крупнообломочный осадочный материал в расположенную на северо-востоке (район островов Генриетта и Жаннетта) аллювиальную равнину.

В коньякском веке существенных изменений в палеогеографической обстановке не было.

В сантонском веке, особенно во второй его половине, произошла максимальная для верхнего мела трансгрессия моря, в результате которой в западной части Советской Арктики образовался обширный морской бассейн. Море затопило большую часть Урало-Новоземельской суши, проникло в Усть-Енисейскую и Хатангскую впадины. Здесь происходило накопление глинисто-алевритовых осадков — в составе их по мере приближения к берегам морского бассейна повышалась роль песчаного материала. Несмотря на расширение размеров морского бассейна, основными областями осадконакопления, как и ранее, являлись обширные низменные аллювиальные равнины. Примерно теми же оставались и области сноса. Лишь в пределах Верхоянской суши появились возвышенные участки, а на Новосибирских островах происходила общая нивелировка рельефа.

В кампанском веке началась небольшая по масштабам регрессия моря, в результате которой из-под его уровня поднялась часть Урало-Новоземельской суши. Некоторые данные (появление в составе осадков обогащенных кремнеземом пород — глинистых опок и опок) могут указывать на похолодание климата. Области сноса не претерпели серьезных изменений, однако наметилась общая тенденция к нивелировке рельефа и, как следствие, уменьшение количества поступавшего в морской бассейн терригенного материала.

Завершается меловой период (маастрихтский век) общей регрессией Полярного бассейна. Из-под уровня моря вышла большая часть Урало-Новоземельской суши и сильно выросла площадь Таймырской, Центрально-Сибирской и Верхоянской суши. Размеры акватории моря в западной части Советской Арктики заметно уменьшились. В значительно обмелевшем бассейне отлагались алеврито-песчаные осадки с большим количеством песчаного материала. Этот бассейн имел нормальную соленость и был связан с морями Западной Европы и, по-видимому, Северной Америки. В областях, из которых отступало море, возникли новые аккумулятивные равнины. Происходила дальнейшая нивелировка области сноса. На Новосибирских островах происходило накопление песчано-алевритовых осадков с бурыми углями и продолжалась вулканическая деятельность — излияние кислых лав (липаритов).

В соответствии с приведенной выше общей характеристикой геологического развития Советской Арктики в меловое время развивались и ее острова.

На Земле Франца-Иосифа в валанжинское время, по-видимому, имело место прибрежно-морское и лагунное осадконакопление, которое позднее сменилось периодом общего поднятия территории и почвы повсеместного эрозионного размыва, вследствие чего эффузивные свиты готерива — апта легли на неравномерно размытую поверхность подстилающих пород. В раннем мелу (готерив — апт — альб) вулканическая деятельность, протекавшая до этого за северными пределами архипелага, распространилась и на его территорию. Вначале происходили выбросы пеплового материала и небольшие излияния базальтовой магмы, вследствие чего образовались горизонты агломератовых и пепло-псаммитовых туфов, чередующихся с маломощными покровами и потоками базальтов, которые заполняли впадины довулканического рельефа. Затем произошло кратковременное погружение местности под уровень моря. Продукты последующих, более мощных извержений ложились на поверхность, полностью выровненную базальтовыми потоками и туфами, заполнившими углубление довулканического рельефа.

Каждое извержение сопровождалось одновременным компенсационным опусканием местности и приближением ее к уровню моря, что

обуславливало слабую интенсивность эрозионных процессов и сохранение ее равнинности вплоть до погребения под последующим лавовым потоком. На сравнительно приподнятых участках рельефа в условиях теплого климата образовывалась кора выветривания, а в понижениях откладывались угленосные болотно-озерные, реже озерно-аллювиальные отложения.

Богатая растительность явилась исходным материалом для образования бурых углей.

На Земле Франца-Иосифа с готерива, а на Шпицбергене с позднего валанжина начала формироваться обширная озерно-аллювиальная равнина, на которой в условиях медленного прогибания накапливались угленосные отложения. Земля Франца-Иосифа как часть Грумаландского прогиба Баренцево-Карской платформы представляла собой, начиная с готерива—баррема, обособленную часть этой суши, где угленосные отложения то и дело погребались под толщами туфового материала и покровами базальтов, слагавших невысокие многократно омолаживавшиеся плато.

Формирование существенно эффузивной толщи нижнего мела сопровождалось проявлением гипабиссального основного магматизма—образованием пластовых интрузий, даек и трубок взрыва. На позднем этапе этого процесса произошло внедрение ультраосновной штокообразной интрузии, секущей базальтовые покровы о. Солсбери.

В позднем сеномане началась новая трансгрессия моря, в пределах которого накапливался алевритовый и песчаный материал.

Присутствие осадков кампанского, маастрихтского и датского времени на Земле Франца-Иосифа не установлено и лишь косвенные данные—обнаружение в осадках, поднятых со дна моря, характерных для датского яруса фораминифер—дают основание предполагать, что морские условия осадконакопления здесь сохранились до конца мелового периода.

Присутствие меловых отложений установлено также на некоторых островах Карского моря. Среди них выделяются алеврито-песчаные угленосные отложения аптского и альбского ярусов нижнего мела и алеврито-песчаные осадки, относимые к сеноманскому ярусу верхнего мела. Состав осадков свидетельствует об отложении их в свойственных для мелового периода условиях—на заболоченной, покрытой богатой растительностью, аккумулятивной равнине. Эта низменная суша, периодически заливаемая морем, возможно, простиралась на юг и соединялась с аналогичной по характеру суши, располагавшейся в восточной части Западно-Сибирской платформы.

Обращает на себя внимание отсутствие среди нижнемеловых пород эффузивов, так широко представленных в это время на Земле Франца-Иосифа. Это, возможно, свидетельствует о том, что интенсивная вулканическая деятельность не распространялась на эту часть Баренцево-Карской платформы.

На Новой Земле, в западной ее части, морские условия существовали с батского века средней юры и до конца раннемеловой эпохи. Здесь в условиях мелкого шельфа отлагались песчаные осадки. В верхнемеловую эпоху, исходя из сопоставления с Уралом, можно предполагать, что во всей этой области господствовал континентальный режим.

На островах Северной Земли аккумуляция меловых осадков происходила на сравнительно небольших участках. Значительная же часть архипелага представляла собой сушу, с которой происходил интенсивный снос обломочного материала. Валанжинская трансгрессия Полярного бассейна захватила только южную часть о. Большевик. С готерива и до альба включительно в область осадконакопления была вовле-

чена северо-западная окраина архипелага, где, как и на всей прилегающей к островам современной акватории Карского моря, формировались лагунно-континентальные отложения с углями.

Присутствие отложений верхнего мела, условно относимых к туронскому, коньякскому и сантонскому ярусам, установлено на одном из островов Таймырского мелководья — о. Расторгуев в Пясином заливе. Сюда, очевидно, распространялся морской бассейн, располагавшийся в Усть-Енисейской впадине, и в условиях мелкого шельфа здесь отлагался глинисто-алевритистый материал с заметной примесью песчаного и галечного, что свидетельствует о близости области питания.

Отложениями нижнего мела сложены о. Большой Бегичев и Преображения в море Лаптевых. Здесь представлены осадки всех ярусов нижнего мела, начиная со среднего валанжина. Морской режим в этой части Арктики сохранился до середины готерива, когда в условиях неглубокого шельфа здесь отлагались преимущественно глинисто-алевритовые осадки. Во второй половине готеривского века началась медленная регрессия моря, приведшая к образованию здесь, как и на всей территории Енисейско-Ленского прогиба, угленосных лагунно-континентальных отложений. Верхнемеловые отложения на о. Большой Бегичев, по-видимому, размыты.

На Новосибирских островах в валанжинском веке раннемеловой эпохи происходило интенсивное прогибание, связанное с общим процессом развития располагавшейся здесь геосинклинальной области. Большая часть этой территории была занята неглубоким морем, в котором отлагались глинистые, алевритовые и песчаные осадки.

К первой половине раннемеловой эпохи, возможно к готеривскому веку, относятся проявления вулканической деятельности в южной и северо-восточной частях района, выразившиеся в излияниях андезитовой магмы и выбросах туфового материала.

В середине раннемеловой эпохи прогибание сменилось подъемом, сопровождавшимся интенсивной складчатостью, в результате которой сформировались Ляховская и Генриеттская складчатые зоны. К этому же времени приурочено образование Новосибирской внутренней впадины. С нижнемеловой складчатостью связана и магматическая деятельность, особенно сильно проявившаяся в районе о. Большого Ляховского и прилегающего к нему участка материка. Здесь последовательно происходило внедрение интрузий ультраосновного, среднего и кислого состава. В краевой части Ляховской складчатой зоны (на островах Котельном и Бельковском) интрузивная деятельность проявилась только в образовании даек основных пород. Интрузивная деятельность, по-видимому, имела место и в пределах Генриеттского поднятия.

В течение последующего этапа, охватывающего конец раннемелового, позднемеловое и палеогеновое время, прогибание было приурочено к Новосибирской впадине и прилегающим районам.

В Новосибирской внутренней впадине в прибрежно-континентальных условиях происходило накопление угленосной толщи. На островах Котельном и Беннетта накопление маломощной угленосной толщи происходило в конце раннемеловой эпохи. К концу меловой эпохи в Новосибирской внутренней впадине одновременно с накоплением угленосной толщи происходило излияние лав кислого состава, сопровождавшееся выбросами пеплового материала, игравшего значительную роль в составе осадков этого времени.

В районе островов Беннетта, Жохова и Вилькицкого еще в конце раннемеловой эпохи начались излияния базальтов и щелочных базальтоидов.

КАЙНОЗОЙ

Палеогеновый и неогеновый периоды. Первая половина палеогенового периода ознаменовалась обширной трансгрессией, захватившей северные окраины Евразии и, по-видимому, проникшей глубоко внутрь материка на северо-востоке Русской равнины и в Западной Сибири.

На северо-востоке в это время границы суши проходили значительно севернее современных. Конец палеогена и олигоцен характеризовались обширной регрессией, при которой береговая линия отступила далеко на север и большинство архипелагов вошло в состав суши. Эта обстановка, если не учитывать неизбежных локальных изменений соотношений суши и моря, сохранялась до конца неогенового периода. Климатическая обстановка на протяжении всего палеогена и большей части неогена постепенно изменялась от субтропических условий к умеренно теплым и влажным.

Судя по материалам, имеющимся сейчас по северу Западной Сибири и по северо-востоку Русской равнины, конец плицена ознаменовался обширной трансгрессией, в результате которой гористые участки на шельфовой равнине вновь заняли островное положение, причем площадь суши островов по отношению к современной была резко сокращенной в периоды максимумов трансгрессии. Одновременно с трансгрессией начались глубокие изменения климатической обстановки, выражавшиеся в периодах похолоданий, нарастающих и удлиняющихся в четвертичное время. В районе Новосибирских островов, если учитывать данные по территории дельты р. Лены и Приморской низменности, сохранялась связь с материком в виде низменной суши, покрытой хвойными лесами, граница которых лежала намного севернее современной береговой линии.

На Новосибирских островах спорово-пыльцевым анализом установлен палеоцен-эоценовый возраст угленосных (угли бурые) пачек аргиллитов и песчаников, слагающих Деревянные Горы на о. Новая Сибирь и описанных в отдельных выходах на островах Фаддеевском, Котельном, Большом Ляховском и Бельковском.

Указанные отложения могли сформироваться лишь в континентальных условиях, в болотистой местности, покрытой субтропическими зарослями. Следовательно, климатическая и географическая обстановка того времени не имела ничего общего с современной. На крайнем севере архипелага Северной Земли известны аналогичные отложения, не угленосные, но с прослоями сажистого материала и древесины. Помимо анализа спорово-пыльцевого материала здесь была определена и древесина хвойных пород, среди которых было много кипарисовых и кедра. Древесина носила следы длительного вымокания в период предзахоронения. На этом основании можно предположить, что леса, изобилующие теплолюбивыми породами (*Nussa*, *Phus*, *Pterocaria*, *Iuglans*, *Myrtaceae*, *Podocarpus*, *Carpinus*), произрастали к югу от 80° с. ш., опять-таки среди заболоченной или изобилующей озерами равнины. Далее к западу выходов пород соответствующего возраста нет. Однако если, как предполагают, на дне проливов Земли Франца-Иосифа имеются выходы эоценовых диатомитов, то они явятся самой северной находкой отложений, подтверждающих наличие обширной морской трансгрессии в палеогене. Поскольку трансгрессия заходила глубоко в пределы континента Евразии, то ныне существующие острова являлись островами и в палеогене. Не исключено, что обрывки платообразной поверхности, окаймляющей горы Новой Земли, на высоте 400—600 м над уровнем моря и сливающиеся в обширную денудационную почти равнину на юге архипелага, являются остатками абразионной плат-

формы палеогеновой трансгрессии. Если это предположение правильно, то площадь островов Новой Земли в то время была значительно меньше современной.

В олигоценовое время, в период регрессии, вероятно, такие архипелаги, как Новая Земля, Северная Земля и Новосибирские острова, являлись гористыми участками на равнинах, непосредственно продолжавших к северу материковую сушу.

Возможно, следами этого времени являются конгломерато-брекчии с железистым цементом, известные на Новой Земле. Возраст этих конгломерато-брекчий определяется разными исследователями от триаса до неогена. Однако общая характеристика олигоценового времени, когда происходили восходящие движения суши и, следовательно, увеличивалась активность эрозионных процессов, позволяет предполагать именно олигоценовый возраст железистых конгломерато-брекчий, формировавшихся в горной стране Новой Земли. Климатическая обстановка того времени к тому же была достаточно жаркой и влажной, поскольку магнолии произрастали на Тазовском полуострове (тургайская флора олигоцена), а Новосибирские острова были покрыты лесами, содержащими такие виды растительности, как *Taxodiaceae*, *Gincoaceae*, *Cusadoceae*, *Podocarpus*, *Ericaceae*, *Caytonia* и др. При этом во флористических комплексах олигоценового времени заметно преобладание широколиственных пород и покрытосемянных растений по сравнению с палеоцен-эоценовыми. По-видимому, и в районе Новосибирских островов имело место частичное усиление процессов размыва, судя по линзам гравийно-галечного материала и по мелкогалечным конгломератам, наблюдавшимся в олигоценовых отложениях.

Обстановка миоцена мало чем отличалась от вышеописанной, во всяком случае в пределах Новосибирских островов. Здесь в условиях теплого и влажного климата также формировались бурые угли и озерно-болотные отложения. К концу миоцена заметно усилились процессы размыва, так как верхние слои обогащены валуно-галечным материалом. В растительных ассоциациях стали заметно преобладать голосемянные.

В других районах островной Арктики отложения миоценового времени неизвестны. На Земле Франца-Иосифа отмечен выход алевролитов, алевро-аргиллитов и тонкозернистых песчаников, которые по данным спорово-пыльцевого анализа и по некоторым соображениям отнесены к плиоцену. Не исключено, что эти отложения являются миоценовыми и в таком случае можно считать, что мягкие климатические условия сохранялись и в весьма высоких широтах арктической области. Вторая половина плиоцена, очевидно, ознаменовалась началом новой трансгрессии, о которой пойдет речь при рассмотрении этапов геологического развития островов в четвертичном периоде.

Четвертичный период. События геологической истории четвертичного периода северных окраин Евразии до последнего времени основывались на данных климатостратиграфии, отраженных в схеме В. Н. Сакса, детализированной дальнейшими исследованиями. По этой схеме север Евразии пережил двукратное, а возможно, и трехкратное оледенение. Между средне- и верхнеплейстоценовыми оледенениями существовал период морской трансгрессии, длившейся все межледниковье. Исследования последних лет дали основания для существенных изменений этой схемы и вместе с тем — общих палеогеографических представлений о четвертичном периоде в этом регионе.

По последним данным выясняется, что на северо-востоке Русской равнины и на севере Западной Сибири на протяжении всего плейстоцена происходила обширная трансгрессия, частично захватившая и окра-

ины северо-востока Арктики (Новосибирские острова); длительность и характер (прерывистость или непрерывность) этой трансгрессии являются предметами современных исследований и дискуссий. Однако, по-видимому, с перерывами, местными или региональными, эта трансгрессия существовала на протяжении всего плейстоцена, и, возможно, ранние этапы ее следует относить к концу плиоцена. Таким образом, наиболее высокие террасы арктических островов могли сформироваться в течение этого этапа и соответственно датироваться как плиоцен (?) -среднеплейстоценовые. Минимальное развитие эта трансгрессия, вероятно, имела в восточных районах, где синхронные ей морские отложения залегают на весьма незначительной высоте над современным уровнем моря (25 м абс. высоты на Новосибирских островах). Представление о размерах этого явления можно получить, если учесть, что южные границы трансгрессии на материке в период максимального развития проходили вблизи 60° с. ш.

Плиоцен-среднеплейстоценовая трансгрессия, по-видимому, закончилась в середине, а быть может, и в конце среднего плейстоцена. По-видимому, между ней и последующей верхнеплейстоценовой (казанцевской, ээмской) трансгрессией существовал континентальный перерыв. Верхнеплейстоценовая (казанцевская, ээмская) трансгрессия имела гораздо меньший размах и у южных своих границ носила характер ингрессии. Можно считать, что с началом сокращения этой трансгрессии, происходившего где-то в середине верхнего плейстоцена, очертания береговой линии Евразии приблизились к современным. Однако положение это далеко не было устойчивым: между окончанием верхнеплейстоценовой трансгрессии и современным временем береговая линия отступала на север в период поздне-последледниковой регрессии и вновь незначительно сдвигалась на юг во время последней голоценовой трансгрессии. Но эти колебания имели уже значительно меньший размах, по сравнению с древнейшим, плиоцен(?) -среднеплейстоценовым наступанием моря.

Все существующие представления об особенностях геологического развития островов в четвертичном периоде базируются на анализе морских и ледниковых отложений, имеющих здесь значительное развитие. Однако стратификация морских осадков до настоящего времени является весьма условной, поскольку ископаемые комплексы морских моллюсков мало отличаются от современных, сборы же ископаемой фауны в большинстве случаев носят случайный характер и зачастую страдают крайней приблизительностью географических привязок.

Помимо морских отложений важным документом истории геологического развития островов являются лестницы морских террас. На Земле Франца-Иосифа известны морские террасы до 150—250 м высоты над уровнем моря. На Новой Земле максимальная абс. высота морских террас достигает более 400 м. На Северной Земле предельная абс. высота их не превышает 100 м. На Новосибирских островах выходы морских отложений фиксируются лишь в первых десятках метров над уровнем моря.

Таким образом, если считать, что все имеющиеся лестницы морских террас имеют безусловно четвертичный возраст, то становится очевидным, что максимальный размах колебаний положения береговой линии имел место на Новой Земле. С продвижением на восток колебания эти постепенно затухали. Учитывая, что площадь побережья островов, занимаемая террасами, достигает весьма значительных размеров, можно предполагать, что в периоды трансгрессий размеры островов резко сокращались по отношению к современным. На Земле Франца-Иосифа, по данным радио-углеродного анализа древесины, устанавливается воз-

раст 7500 лет для террасы высотой 26 м над современным уровнем моря. На основании этих данных В. Д. Дибнер считает, что террасы от 55 до 250 м над уровнем моря сформировались за последние 15—16 тысяч лет. Он предполагает также крайнюю молодость всех морских террас арктических островов на основании аналогий с Землей Франца-Иосифа. Однако расчеты, основанные на одном-двух анализах древесины, лежащей на поверхности террасы, вряд ли можно принимать как окончательные. И тем более трудно согласиться с унификацией возрастных датировок террас других островов по Земле Франца-Иосифа.

Логичнее и естественнее предположить, что с учетом локальных особенностей тектонического развития того или иного архипелага каждый из них следует рассматривать как часть Евразии. Соответственно, этапы их геологического развития должны увязываться с таковыми для северных окраин материка.

По приведенным выше сведениям о высотах лестниц террас по архипелагам очевидно, что наибольшие погружения и воздымания были характерны для Новой Земли и для о. Вайгач. Известно также, что средняя высота находок древнейших морских отложений на побережье материка составляет около 200 м (при максимумах более 300 м) над современным уровнем моря. Таким образом, есть основания предполагать, что самые высокие террасы Новой Земли отвечают ранним этапам великой трансгрессии, заходившей далеко внутрь Евразии.

Выделение отдельных этапов на островах, по имеющимся материалам, возможно лишь с крайней схематичностью. Можно сказать только, что на Новой Земле заметна концентрация наиболее богатых фаунистических комплексов на высотах от 100 до 200 м над современным уровнем моря. На Северной Земле такое же явление характерно для абсолютных высот от 60 до 80 м. На Земле Франца-Иосифа эти террасы находятся в интервале высот от 50 до 125 м над современным уровнем моря. Отвечают ли эти отложения наиболее крупной и теплой трансгрессии верхнего плейстоцена — казанцевской (ээмской, по европейской шкале) или более поздним погружениям береговой линии сейчас сказать очень трудно.

До самого последнего времени допускалось предположение, что развитие мощных ледниковых покровов, целиком перекрывавших острова и осушенные равнины шельфа, на протяжении четвертичного периода было неоднократным. По этим представлениям максимальную мощность ледниковый покров имел в районе Новой Земли, откуда льды сплошным фронтом трансгрессировали на северо-восток Русской равнины и на север Западно-Сибирской низменности, огибая Полярный Урал.

Новейшие геологические материалы свидетельствуют о том, что периоды оледенений совпадали с трансгрессиями. В эпиконтинентальных бассейнах, глубины которых не превышали 100 м, существовала обстановка, благоприятная для развития и существования морской макро- и микрофауны. Эпохи похолодания, характерные для четвертичного периода, вызвали одновременное развитие плавучих морских льдов, ледников в гористых районах, продуцировавших айсберги, и глубокие промерзания открытых пространств суши, приведшие к развитию подземного оледенения — вечной мерзлоты и ископаемых льдов. Согласно этой точке зрения острова Советской Арктики на протяжении всего плейстоцена, в любом ледниковом периоде, являлись разобщенными, самостоятельными центрами оледенения, льды которых выходили за пределы современной береговой линии весьма незначительно и далеко не по всей периферии каждого архипелага. С продвижением на восток характер оледенения существенно изменялся. Наземное оледенение сме-

нялось подземным. Следы последнего особенно хорошо читаются в разрезе четвертичных отложений Новосибирских островов, существенную часть которого составляют ископаемые льды мощностью до 80 м.

Более конкретными являются представления о позднеледниковом и послеледниковом, верхнеплейстоценовом — голоценовом, времени на островах Советской Арктики.

Как уже говорилось, по мнению В. Д. Дибнера, именно в это время происходило резкое поднятие Земли Франца-Иосифа.

В конфигурации высоких террас Новой Земли намечается закономерность, позволяющая предположить, что формирование 200-метровой морской террасы отвечало времени оледенения, намного превосходящего современное, но значительно сокращенного по сравнению с максимальными фазами верхнеплейстоценового ледникового покрова. В дальнейшем, возможно, возникало новое продвижение льдов из внутренних частей горной страны к берегам, отвечавшее последней фазе существования оледенения (сартанской). По-видимому, в поздне-послеледниковое время на севере Евразии имела место значительная регрессия, в период которой сформировался ряд эрозионно-денудационных останцов аккумулятивной равнины Западной Сибири и вновь образовалась наземная связь между материком и Новосибирскими островами. Острова Белый, Шокальского, Олений, Сибирякова, расположенные у берегов Ямальского и Гыданского полуостровов, по-видимому, являются эрозионными останцами времени этой регрессии, абрадированными уже в позднейшую, голоценовую трансгрессию.

На Новой Земле время развития комплекса террас ниже 100 м над уровнем моря, по всей вероятности, полностью отвечает голоцену, т. е. последним 10 000 лет в абсолютном летоисчислении. На Северной Земле позднеледниковое и послеледниковое время ознаменовалось ингрессиями, сформировавшими 40-метровую террасу, кое-где перекрытую позднейшими моренными образованиями, вероятно, также отвечающими последней фазе существования верхнеплейстоценового оледенения. Голоценовые колебания уровня моря зафиксированы комплексом террас до 20 м над современным уровнем моря. На Новосибирских островах на этой же высоте отмечены морские осадки, местами перекрывающие ископаемые льды. Однако, по-видимому, основная часть отложений поздне-послеледникового времени развивалась здесь в условиях заболоченной равнины типа современной Приморской низменности.

Можно предполагать, что последний этап оледенения островов Советской Арктики протекает на наших глазах. Деграция ледниковых щитов, намечающаяся по сумме данных за последние три десятилетия, вероятно, еще не может рассматриваться как признак их скорого исчезновения. Весьма возможно, что здесь происходит незначительная осцилляция ледникового покрова, которая будет компенсирована новым разрастанием его в ближайшее десятилетие.

ДОННЫЕ ОСАДКИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Последний этап геологической истории океанов и морей наиболее полно отражают осадки, залегающие на дне глубоководных котловин, где морской режим существовал, если не с момента образования впадины, то в течение длительного времени. Исследования Северного Ледовитого океана, проводившиеся в последние 10—15 лет, позволили дать подробную характеристику осадков и выявить ряд закономерностей осадкообразования.

В настоящем разделе использованы данные по изучению донных осадков северных морей и прилегающей к ним части Арктического бассейна, опубликованные на 1 января 1965 г., и материалы, полученные при работе 1-й и 2-й морских гидрографических экспедиций Гидрографического предприятия Главсевморпути, морских экспедиций и дрейфующих станций Арктического и Антарктического научно-исследовательского института.

Осадки Арктических морей и океана обладают рядом общих черт, связанных с формированием их в условиях арктического климата, но наряду с этим имеются определенные различия, обусловленные физико-географической обстановкой, характерной для данного моря, а также геологическим строением области питания.

В период с 1948 по 1965 г. в общей сложности получено более 10 тысяч проб донных отложений, большинство которых было обработано в Институте геологии Арктики. Пробы изучались во влажном и сухом состоянии и подвергались следующим анализам: гранулометрическому, минералогическому, петрографическому, химическому, спектральному и палеонтологическому. Методика этих исследований опубликована в ряде статей (Белов, Лапина, 1961).

ХАРАКТЕРИСТИКА ДОННЫХ ОСАДКОВ

В результате проведенных исследований в пределах северных морей Советского Союза и прилегающей части Арктического бассейна были установлены следующие три генетических типа осадков: аллювиально-морские, ледниково-морские и морские.

В пределах площадей развития морских осадков по условиям их осаждения выделены следующие зоны: а) зона преимущественного размыва и перемыва осадков; б) зона преимущественной аккумуляции осадков разной зернистости; в) зона устойчивой аккумуляции осадков разной зернистости; г) зона устойчивой аккумуляции тонкодисперсных осадков.

Кроме того, были оконтурены области распространения слабжелезистых осадков, с содержанием железа от 5 до 10%, и слабомарганцовистых, с содержанием марганца от 0,2 до 0,5%, а также места находок железо-марганцевых конкреций. Указаны также участки выходов

дочетвертичных пород и плейстоценовых отложений и места находок рассеянного крупнообломочного материала ледового разноса.

Зона преимущественного размыва и перемыва осадков отличается высокой гидродинамичностью водных масс, благодаря чему происходит размыв четвертичных, а местами и дочетвертичных пород. Кроме того, в результате влияния различных течений (придонных, приливно-отливных, ветровых и др.) и волнений происходит перемыв ранее отложившихся осадков и вынос из них тонкодисперсных частиц, осевших на дно моря в периоды спокойной гидродинамической обстановки.

Зона преимущественной аккумуляции осадков разной зернистости характеризуется более спокойной гидродинамической обстановкой. Однако здесь наряду с аккумуляцией осадков на отдельных участках наблюдается размыв отложений и незначительный перемыв осадков.

Зоне устойчивой аккумуляции осадков различного гранулометрического состава соответствует незначительная гидродинамическая активность водных масс, где волнения и поверхностные течения не осложняют нормальный процесс осаждения терригенного материала и изменение в общий ход седиментации вносят лишь придонные течения.

К зоне устойчивой аккумуляции тонкодисперсных осадков относятся главным образом удаленные от областей питания глубоководные океанические котловины со спокойной гидродинамической обстановкой, в которых идет непрерывная аккумуляция тонкодисперсного осадочного материала и осаждение химических компонентов.

Распределение осадков на дне бассейна и их характеристика даются по каждому морю отдельно.

БАРЕНЦЕВО МОРЕ

Условия питания моря осадочным материалом

Баренцево море расположено в западной части Баренцево-Карского шельфа и характеризуется глубинами до 300 м. Только в отдельных впадинах по периферии бассейна и в его центральной части глубины увеличиваются до 400—500 м и более.

Площадь водосборного бассейна Баренцева моря, равная 469 527 км², характеризуется различными по объему и интенсивности процессами денудации.

Основными факторами, определяющими процессы развития физического и химического выветривания столь обширного региона, являются температурный режим атмосферы, количество атмосферных осадков, особенности рельефа, а также характер и распространение многолетней мерзлоты и современного оледенения. Продукты механического и химического выветривания по мере развития процессов денудации транспортируются по речной сети в растворенном и взвешенном виде, что в сочетании с интенсивными процессами разрушения горных пород, происходящими в береговой зоне, в основном определяет условия питания моря осадочным материалом. По количеству продуктов речной эрозии, поступающих в море в растворенном и взвешенном состоянии, Баренцевоморский бассейн значительно уступает всем остальным районам Евразийского шельфа. Непосредственное массовое поступление осадочного материала происходит только в устье р. Печоры, так как реки Кольского полуострова имеют небольшую протяженность и проводят эрозионную работу на ограниченных площадях Балтийского кристаллического щита. Реки отдельных островов и архипелагов, обрамляющих Баренцево море с севера и востока, имеют, как правило, ледниковое питание и, следовательно, ограниченный срок эрозионной деятельности.

Геологическое строение берегов Баренцева моря весьма разнообразно. Изверженные, осадочные и метаморфические породы, продукты разрушения которых служат материалом для образования морских осадков, обуславливают их различие как по крупности зерна, так и по минеральному составу. Однако при всем разнообразии петрографического состава пород, подвергающихся процессам денудации, конечные продукты разрушения представляют собой довольно однородный материал.

В пределах полярных архипелагов и Северного острова Новой Земли питание моря осадочным материалом осуществляется ледниками и тальми ледниковыми водами. Продукты сноса этой зоны состоят из обломков пород, мало затронутых процессами выветривания и испытавших весьма различную степень измельчения — от крупных глыб до тончайшей ледниковой мути («ледникового молока»).

На южном и юго-восточном побережье Баренцева моря наряду с измельчением обломочного материала происходит частичное его изменение. Так, например, полевые шпаты превращаются в гидромусковит (Замятченский, 1933 г.). В условиях подзолистого почвообразования граниты дают конечные продукты разрушения в виде кварца, каолинита и гидромусковита. Основные породы продуцируют кварц, каолинит, конронит и гидрогётит.

Вопросы твердого стока рек Баренцевоморского бассейна подробно разработаны А. П. Бурдыкиной (1949 г.). По ее данным, 74% всего стока составляют растворенные вещества. Количество растворенных веществ составляет около 34,0 млн. т, в то время как взвешенные вещества составляют всего 12,0 млн. т.

Изучение взвешенных наносов, проведенное М. В. Кленовой (1952) для южной части Баренцева моря, показало повышенное содержание взвеси к северу от мыса Канин Нос на глубинах около 70 м, а также на глубине около 100 м к северу от устья р. Печоры. Взвесь вблизи берегов имеет, как правило, минеральный состав, в то время как в открытом море в ее составе преобладают растительные остатки и диатомовые водоросли. Данные по качественному составу взвеси показывают, что продукты абразии берегов, а также материал, поступающий в результате размыва дна на мелководьях, принимает значительное участие в ее образовании.

В настоящее время отсутствуют количественные данные относительно золотого сноса осадочного материала. Однако известно, что пыль в большом количестве поступает с материка в Баренцево море, что подтверждается запыленностью морских льдов и ледяных куполов на полярных островах. В разносе песчаного материала некоторую роль играет перенос его путем флотации, что характерно для районов интенсивной приливо-отливной деятельности.

Условия осадконакопления в море

Разнообразный по составу осадочный материал, поступающий в Баренцево море с материка и островов, наряду с продуктами размыва дна бассейна в значительной мере перерабатывается и перераспределяется под воздействием гидродинамических факторов в соответствии с рельефом дна.

В пределах Баренцева моря развиты все три генетических типа осадков: аллювиально-морские, ледниково-морские и морские.

Аллювиально-морские осадки имеют ограниченное распространение и установлены в устье р. Печоры, в Чешской губе и в отдельных заливах. В формировании этих осадков участвует преимущественно га-

лечно-гравийно-песчаный аллювиальный материал, переработанный морем.

Ледниково-морские осадки занимают также небольшие площади дна моря и располагаются на островной отмели архипелага Земли Франца-Иосифа. Это разнородный обломочный материал, поставляемый ледниками, смешанный с морскими осадками различной крупности.

Морские осадки покрывают большую часть дна Баренцева моря и по условиям седиментации осадочного материала здесь выделяются три зоны: а) зона преимущественного размыва и перемыва осадков, б) зона преимущественной аккумуляции осадков разной зернистости и в) зона устойчивой аккумуляции осадков разной зернистости.

К зоне преимущественного размыва и перемыва осадков относятся мелководья южной части Баренцевоморского шельфа, подводные возвышенности открытого моря и западная часть островной отмели Новой Земли. В пределах этой зоны происходит размыв четвертичных отложений, затопленных в результате повышения уровня бассейна. В этой же зоне, отличающейся повышенной активностью водных масс, происходил перемыв материала, выносимого реками и поступающего при абразии берегов. Осадки здесь представлены преимущественно песками различной крупности, алевроиты и алевроитово-глинистые разности имеют подчиненное значение.

Песчаные осадки наиболее широко развиты в южной части Баренцева моря. В осадках юго-восточной части Мурманского мелководья, тянущегося вдоль побережья Кольского полуострова, и на поверхности Канинской банки, подводной возвышенной равнины к северу от полуострова Канин, преобладает песчаная фракция. Донные осадки здесь на 80—90% состоят из песков, как правило, кварцевого состава. Не менее широко развиты песчаные осадки на выровненных пространствах так называемого Шпицбергенско-Медвежинского мелководья. Значительные участки распространения песчаных осадков выделяются в западной части Центральной Баренцевоморской возвышенности и в районе Гусиной банки к западу от Южного острова Новой Земли. Сравнительно узкой полосой песчаные осадки окаймляют берега Кольского полуострова и архипелага Новой Земли. Зернистость песков сильно меняется в зависимости от батиметрического положения осадков и воздействия на них различных гидрологических факторов. В прибрежной зоне и на подводном береговом склоне преобладают, как правило, грубозернистые пески с обильным включением гравийно-галечного материала и обломками створок морских моллюсков. Аналогичный состав имеют песчаные поля, развитые на поверхностях подводных возвышенностей и банок. В пределах Канинско-Колгуевского мелководья и Канинской банки средне- и мелкозернистые пески особенно широко развиты на значительном удалении от берега. В пределах этой зоны встречено наибольшее количество выходов плейстоценовых отложений и коренных пород.

Зона преимущественной аккумуляции осадков различного гранулометрического состава занимает центральную и северную части моря, за исключением глубоководных впадин и желобов, и является наиболее обширной и характерной для Баренцева моря. В пределах этой зоны наблюдается преимущественно аккумуляция осадков, однако наряду с формированием осадков на отдельных участках происходит размыв и перемыв отложений, что подтверждается выходами на поверхность дна более древних пород и наличием песчаных осадков. В пределах этой зоны развиты песчаные, алевроитовые и в меньшей степени алевроитоглинистые осадки. Песчаные осадки имеют широкое распространение и весьма разнообразный гранулометрический состав.

Гранулометрический состав алевритовых осадков на разных участках непостоянен. Изменение состава происходит в основном за счет увеличения или уменьшения содержания частиц диаметром 1—0,1 мм. Содержание песчаных частиц в алевритовых осадках юго-восточной части Баренцева моря, в районе Северо-Новоземельского мелководья, а также к северу от Центральной возвышенности достигает местами 20—50%. При переходе к большим глубинам и с удалением от районов развития песчаных отложений, расположенных как выше, так и ниже уровня моря, происходит уменьшение зернистости алевритов, в составе которых начинает увеличиваться количество глинистых частиц (10—40%). Алевритовые осадки подобного гранулометрического состава встречаются на территории Северного и Центрального подводных плато (к югу от Земли Франца-Иосифа и в западной части моря). Алеврито-глинистые осадки распространены в северной и северо-восточной частях Баренцевоморского шельфа.

Зона устойчивой аккумуляции осадков различной зернистости занимает сравнительно небольшие районы глубоких впадин и шельфовых желобов, открытых в сторону океана. На этих участках дна происходит устойчивая аккумуляция алевритовых и алеврито-глинистых осадков, размыв отложений отсутствует, а перемыч происходит лишь в районах сильных придонных течений. Осадки, содержащие в своем составе от 50 до 70% глинистых частиц, развиты на границе Баренцева и Карского морей, на дне впадин и на продолжении желоба Франца-Виктория, открывающегося в сторону материкового склона между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа. Здесь алеврито-глинистые осадки почти повсеместно встречаются в понижениях донного рельефа и на пологих склонах, окаймляющих вершину желоба. Наиболее глубоководные и ограниченные по площади участки дна в северной и северо-восточной частях бассейна заняты собственно глинистыми осадками с содержанием пеллитовой фракции в количестве 60—70%.

Грубообломочный материал, представленный скоплением гравия, гальки, валунов и глыб, встречается почти во всех без исключения зонах Баренцевоморского шельфа. Однако на первый взгляд, казалось бы, хаотическое распространение фракции крупнее 1 мм обнаруживает вполне определенную закономерность. Эта закономерность состоит в строгой приуроченности скопления грубообломочного материала к участкам активного гидродинамического режима и размыва как четвертичных, так и дочетвертичных отложений. Обогащение осадка крупнообломочным материалом от 20 до 50% и более 50% обнаружено вблизи островов и на крутых склонах мыса Желания, близ Нордкапа, у Святого Носа и на других участках. Осадки с таким же количеством гальки, гравия и валунов встречены местами на Центральной возвышенности и возвышенности Персея. Обильным содержанием фракции более 1 мм характеризуется Шпицбергенско-Медвежинское мелководье, Гусиная банка и ряд других районов. Близ крутых склонов подводных возвышенностей и в зонах интенсивного размыва на поверхности дна обнаружаются плотные глины и валунные суглинки верхнечетвертичного возраста, имеющие как морское, так и ледниковое происхождение.

Характерной чертой донных осадков Баренцева моря, так же как и других шельфовых морей Арктики, является их специфическая окраска. Чаще всего осадки имеют серый цвет с зеленоватым, голубоватым, а иногда и красноватым оттенками. Серый цвет со всевозможными оттенками свойствен грунтам южной и центральной частей моря. В северной части дна Баренцева моря осадки окрашены в коричневые тона, аналогичные цветовой гамме грунтов Северного Ледовитого океана.

Петрографический и минеральный состав осадков

Изучение петрографического состава валунно-галечного материала, поднятого со дна Баренцева моря, показало, что для многих элементов рельефа Баренцевоморского шельфа характерен своеобразный набор пород. Это обстоятельство указывает прежде всего на то, что грубообломочный материал концентрируется вблизи источников его образования. В. П. Зенковичу удалось выделить на дне Баренцева моря ареал распространения комплекса валунов Мурманского побережья, который охватывает юго-западную часть бассейна и южную часть центральной Баренцевоморской впадины. Локальное распространение имеет комплекс осадочных метаморфических и изверженных пород Шпицбергенско-Медвежинского мелководья, а также канинский комплекс валунов. В то же время обломки пород различной степени окатанности, соответствующие по петрографическому составу породам, развитым на Земле Франца-Иосифа и на Новой Земле, широко рассеяны на поверхности дна. По-видимому, отсутствие ограниченных зон концентрации валунного материала в этом случае объясняется, в первую очередь, разном верхнечетвертичных ледниковых отложений (морен) и разносом материала плавучими морскими льдами.

Специфический комплекс осадочных пород Центральной Баренцевоморской возвышенности и Центрального плато позволяет сделать предположение о размыве подстилающих ледниковых отложений и близком залегании к поверхности дна коренных пород дочетвертичного возраста.

На геологической карте Баренцева моря со снятым покровом рыхлых четвертичных отложений показаны площади распространения пород различного петрографического и широкого возрастного диапазона, что указывает на широкое развитие в пределах Баренцевоморского шельфа осадочного чехла мезозойского возраста.

Исследования минерального состава осадков северной части Баренцева моря позволили установить области распространения отдельных минералов (Кленова, 1960). Так, площади распространения роговой обманки приурочены к выходам пород метаморфического комплекса вблизи Северо-Восточной Земли в южной части пролива Хинлопен и к северо-западу от о. Амстердам. Пироксены в большом количестве встречены к западу и северо-западу от Земли Франца-Иосифа. Количество их несколько уменьшается в осадках, расположенных вдоль южного и северного побережья архипелага. Слюды, эпидот и гидроокислы железа концентрируются преимущественно в осадках алевритового и алеврито-глинистого состава на больших глубинах Северного плато, расположенных к югу и юго-востоку от Земли Франца-Иосифа. Участки развития донных осадков, обогащенных слюдой, источниками которой являются также породы Западного Шпицбергена и Северо-Восточной Земли, приурочены к вытянутым понижениям подводного рельефа, пересекающим склоны возвышенностей. Минералы группы эпидота к северу от Шпицбергена встречаются в осадках, расположенных на больших глубинах в отдалении от берегов. Распределение карбонатов связано с подводными склонами островов Виктория и Белого, где в грубообломочных отложениях встречаются обломки известняков каменноугольного возраста. Незначительное увеличение содержания магнетита и ильменита отмечается вблизи Земли Франца-Иосифа, на высокоом подводном плато к северу от о. Виктория. До 10% магнетита и ильменита устанавливается в привершинных частях узких глубоких ложбин, пересекающих материковый склон к северу от Шпицбергена.

При сопоставлении аналитических данных по всему Баренцеву морю было выяснено, что наибольшее количество кварца приурочено

к его южной части (прибрежные районы Мурмана, Мурманская и Каннинская банки). В северной части бассейна местное обогащение донных осадков кварцем (до 65%) наблюдается в Бухте Полярного бассейна, на северных склонах возвышенности Персея и в ряде других районов. Роговые обманки (обыкновенная, актинолит и тремолит) приурочены преимущественно к южной и юго-восточной частям моря. Гранат встречается в донных осадках по всей площади дна, причем максимальное его содержание (4%) фиксируется к северо-западу от полуострова Канин. Довольно редко в минеральном составе современных морских отложений отмечаются дистен, ставролит и силлиманит (до 1%). Особенно обедняется состав минералов в северной части Баренцева моря. Несмотря на большое в целом однообразие минерального состава осадков Баренцевоморского шельфа, М. В. Кленовой удалось выделить отдельные участки, связанные с питанием различным минеральным материалом.

Так, например, в южной части моря выделяется область распространения минералов из метаморфических пород, связанная с выносами р. Печоры. Минеральный состав осадков центральной части моря обязан своим происхождением породам Канинского кряжа и Мурманского побережья. Минералы основных пород поступают в море при разрушении базальтов Земли Франца-Иосифа. Исследование глинистых минералов в донных осадках Баренцева моря показало преобладающее содержание гидрослюд.

Распределение в осадках основных химических компонентов

Химический состав осадков Баренцева моря изучался многими исследователями, в том числе М. М. Ермолаевым (1947, 1948), Т. И. Горшковой (1957) и М. В. Кленовой (1960). Наиболее полная характеристика распределения в осадках железа, марганца, органического углерода, фосфора и других химических компонентов дана в работе М. В. Кленовой (1960), поэтому в настоящем разделе приводятся лишь краткие сведения по этому вопросу.

Основная масса железа поступает в море с речным стоком, частично оседая в зоне смешения вод различной солености и температуры, но большая часть его выносится в глубоководные зоны за пределы бассейна. Наиболее низкое содержание железа (менее 2%) отмечается в прибрежных мелководных районах Баренцева моря и в зоне подводных возвышенностей центральной части бассейна. На основной площади шельфа Баренцева моря железо в осадках содержится в количестве 3—5%. Максимальная концентрация этого химического компонента (10—15%) обнаружена во впадине, отделяющей Центральную возвышенность от возвышенности Персея.

В том же районе, а также в Центральной впадине и к западу от Земли Франца-Иосифа количество железа в осадках колеблется от 5 до 10%.

Помимо общего содержания железа в осадках в ряде районов определялся окислительно-восстановительный коэффициент, который оказался равным для коричневых осадков 2,74, а для зеленовато-серых 0,74—0,24 (Кленова, 1948).

Марганец в основной своей массе поступает в море с речным стоком и в меньшем количестве — при гальмиролизе. Повышенное содержание марганца в верхних частях разреза донных осадков связано с тонкой дисперсностью их, большими глубинами и пониженной активностью водных масс, а также с перераспределением этого химического

компонента за счет миграции из восстановительной зоны подстилающих осадков в поверхностную зону окисления. Совместно с марганцем частично происходит и миграция железа. Максимальное (от 0,5 до 1,0%) содержание марганца в осадках Баренцева моря обнаружено в центральной части Северного плато и в глубоководном желобе Франц-Виктория. В прилегающих к этим районам участках и на возвышенности Персея содержание марганца составляет 0,2—0,5%. Подавляющая часть донных осадков Баренцева моря содержит марганец в количестве менее 0,2%. В северной и центральной частях Баренцево-морского шельфа довольно широким распространением пользуются железисто-марганцевые конкреции, в которых процентное содержание марганца достигает 10—15%.

Карбонаты кальция и магния в осадках Баренцева моря содержатся в незначительном количестве и обычно не превышают 5,0%, причем в одних пробах преобладает MgO, а в других CaO. Карбонаты представлены обломками карбонатных пород или известковыми раковинами и обломками раковин фауны и микрофауны. Выпадения карбонатов из морской воды почти не происходит, так как существующая физико-химическая обстановка (низкая температура воды, насыщенность углекислотой) не способствует этому.

Органический углерод в донных осадках шельфа накапливается главным образом за счет выноса рек. Процесс накопления в осадке отмирающих планктонных и бентосных организмов имеет подчиненное значение. Центральная часть дна Баренцева моря характеризуется наиболее высоким содержанием органического углерода от 2—3 до 0,5—1%. Резкое уменьшение количества органического углерода в донных осадках отмечается в районе Северо-Новоземельского мелководья, Центральной возвышенности и возвышенности Персея, где оно составляет менее 0,5%. Аналогичная картина наблюдается и в осадках, расположенных на Канинской банке, Канинско-Колгуевском мелководье и в прибрежных районах полярных архипелагов.

Видовой состав и распределение раковин моллюсков и фораминифер в осадках

Баренцево море представляет весьма благоприятное место для обитания и массового развития различных двустворчатых моллюсков. Особое значение для их развития и распределения имеют открытый характер и нормальная соленость морского бассейна, а также относительно небольшие глубины, способствующие хорошей аэрации и быстрому прогреву придонных слоев воды. Оптимальные условия для существования донной фауны обуславливаются к тому же мощным притоком теплых вод из Северной Атлантики.

Фауна двустворчатых моллюсков достигает наибольшего расцвета в юго-западной части Баренцева моря у побережья Северной Норвегии, уступая только биоценозам западного Мурмана. Этот район характеризуется развитием тепловодной фауны, среди которой встречаются бореальные и североатлантические виды: *Nucula delphinodonta* Migh. et Adams, *Yoldiella lucida* (Loven), *Limopsis minula* (Philippi), *Propeamussium vitreum* (Chemnitz), *Pecten aratus* Gmelin, *P. septemradiatus* (Müller) и др. Часть форм составляет фауну сублиторали, но есть и псевдоабиссальные формы.

Наиболее широко распространенными и характерными формами сублиторали в этом районе являются *Modiolus modiolus* (Linne), *Yoldiella lucida* (Loven), *Anomia squamula* Linne, *Astarte sulcata* (Da Costa), *Cyprina islandica* (Linne), *Spisula elliptica* (Brown),

Pecten islandicus (Müller). В литоральной зоне обычны *Mytilus edulis* Linne, *Cardium edule* Linne, *Macoma baltica* (Linne) и *Mya arenaria* Linne. В целом эта фауна может быть охарактеризована как бореальный литоральный комплекс.

В Медвежинском, или Западном, желобе, на максимальных глубинах Баренцева моря, превышающих 500 м, количество видов и биомасса двустворчатых моллюсков заметно уменьшаются по сравнению с предыдущим районом. Наиболее характерными для этого района являются нижнесублиторальные и псевдоабиссальные виды — *Thyasira ferruginosa* (Forbes), *Poromya granulata* (Nyst et Westendorp), *Lima subauriculata* (Montagu), *Cuspidaria arctica* (Sars), *Propeamussium groenlandicus minor* Jensen, *P. imbrifer minor* Jensen, *P. vitreum abyssorum* (Lovén), *Yoldiella lucida* (Lovén), *Dacrydium vitreum* Möller, *Bathyarca pectunculoides* (Scacchi). На северных и северо-восточных склонах желоба встречаются арктические баренцевоморские виды, как например *Astarte crenata crebricostata* Mc Andrew.

В прибрежных районах Кольского полуострова (западный и восточный Мурман) встречается бореальная, североатлантическая и арктическая фауна, среди которой наиболее массовыми являются: *Nucula tenuis* (Montagu), *Crenella decussata* (Montagu), *Modiolus modiolus* (Linne), *Mytilus edulis* Linne, *Pecten islandicus* (Müller), *Anomia squamula* Linne, *Astarte crenata* (Gray), *A. borealis* (Chemnitz), *A. arctica* (Gray), *A. sulcata* (Da Costa), *Cyprina islandica* (Linne), *Cardium edule* Linne, *Mya arenaria* Linne, *Macoma baltica* (Linne), *M. calcarea* (Chemnitz), *Turtonia minuta* (Fabricius), *Spisula elliptica* (Brown), *Saxicava arctica* (Linne).

Преобладающими в этом районе являются бореальные формы, арктическая фауна имеет подчиненное значение.

В юго-восточном районе моря (Канинско-Колгуевское и Печорское мелководье) встречаются *Portlandia aestuariorum* Mossewitch, *Leda pernula* (Müller), *Yoldia limatula hyperborea* (Loven) Torell, *Astarte borealis* (Chemnitz), *A. montagui* (Dillwyn), *Thyasira gouldi* (Philippi), *Axinopsis orbiculata* Sars, *Cardium ciliatum* Fabricius, *Serripes groenlandicus* (Chemnitz), *Mya truncata* Linne, *Pandora glacialis* Leach.

Двустворчатые моллюски, населяющие Печорский желоб, отличаются четко выраженным высокоарктическим обликом, где руководящей формой является *Portlandia arctica* (Gray). Большое сходство обнаруживается в составе донной фауны юго-восточной части моря и относительно мелководных районов, расположенных к западу от Новой Земли.

Центральный район Баренцева моря населен преимущественно арктической фауной. Типичными видами здесь являются *Astarte crenata* (Gray), *Leda pernula* (Müller). Медвежинско-Шпицбергенское мелководье характеризуется весьма разнообразной по составу фауной двустворчатых моллюсков: *Nucula tenuis* (Montagu), *Leda pernula* (Müller), *Portlandia arctica* (Gray), *Yoldia limatula hyperborea* (Lovén) Torell, *Pecten islandicus* (Müller), *Astarte crenata* (Gray), *A. arctica* (Gray), *A. elliptica* (Brown), *Macoma calcarea* (Chemnitz), *Saxicava arctica* (Linne).

Общее количество двустворчатых моллюсков в северном и северо-восточном районе моря несколько выше, чем в центральной части. Массовыми формами здесь являются *Nucula tenuis* (Montagu), *Leda pernula* (Müller), *Propeamussium groenlandicus* (Sowerby), *Lima hyperborea* (Jensen), *Astarte crenata* (Gray), встречаются также

некоторые арктическо-бореальные, арктические и высокоарктические формы.

В заключение можно отметить, что в составе фауны двустворчатых моллюсков Баренцева моря в целом преобладают арктические виды. Однако почти везде проявляется тесная и непосредственная связь фауны двустворчатых моллюсков с макрофауной Северной Атлантики, причем наиболее четко эта закономерность видна в зоне литорали и верхней сублиторали. Глубинные северо-бореальные виды являются атлантическими по происхождению и современному распространению.

Фауна фораминифер северной и северо-западной частей моря на глубинах от 50 до 450 м состоит из различных компонентов, принадлежащих к двум основным группам: абиссально-батиальной и элиторальной (Шедрина, 1954).

Среди видов абиссально-батиальной группы встречаются общие с видами из Норвежско-Гренландского бассейна и Северного Ледовитого океана: *Miliolinella bucculenta* (Brady), *Cornuspiroides striolatum* (Brady). Наряду с последними широкое распространение имеют *Rhabdammina abyssorum abyssorum* Carpenter, *Adercotryma glomeratum* (Brady), *Triloculinoides magnum* Stscherdrina, *Cassidulina laevigata* Orbigny, *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg). Элиторальная группа в этом районе моря представлена *Saccamina difflugiformis* (Brady), *Hyperammina subnodosa* Brady, *Reophax scorpiurus* Montfort, *Nonionellina labradorica* (Dawsow), *Elphidiella arctica* (Parker et Jones), *E. goësi* Stschedrina, *Cassidulina norcrossi* Cushman, *Cibicides rotundatus* Stscherdrina. В южной и юго-западной частях моря встречаются виды сублиторальной, элиторальной и абиссально-батиальной групп.

Состав фораминифер северо-восточной части моря изучен в настоящее время недостаточно. Однако, по существующим данным, здесь преобладает микрофауна элиторальной группы, в то время как абиссально-батиальная группа имеет явно подчиненное значение.

Стратификация и мощность осадков

Одной из характерных черт Баренцевоморского шельфа является замедленный темп осадконакопления и активный размыв дна в зоне подводных возвышенностей, что обуславливает исключительно малую мощность современных донных осадков и близкое залегание к поверхности подстилающих плотных четвертичных и коренных (дочетвертичных) отложений. Очень часто несовершенные осадки обнажаются на поверхности дна в зонах размыва и на крутых склонах. В основу стратификации осадков Баренцева моря положен принцип выделения различных по цвету, плотности и гранулометрическому составу отложений. Произведенное подобным образом подразделение осадков в разрезе в идеальном случае соответствует трем основным возрастным подразделениям верхней части осадочного чехла Баренцевоморского шельфа.

В верхней части разреза осадки имеют специфический серо-зеленый или коричневато-серый цвет, низкую плотность и песчаный, алевроитовый или глинистый состав; по возрасту они относятся к современным отложениям. Мощность этих осадков в разрезе обычно не превышает 1 м.

Средняя часть вскрытого разреза имеет наибольшую мощность (2—6 м). В этом интервале наблюдается постепенное изменение по крайней мере двух из трех основных внешних характеристик осадка. Происходит изменение цвета осадков, которые к подошве слоя приобретают голубовато-серую окраску. Изменению цвета сопутствует умень-

шение влажности грунта, что вызывает повышение его плотности. Несмотря на то, что прослойки крупнозернистых осадков встречаются по всему разрезу, в средней его части наблюдается закономерное увеличение содержания глинистых частиц. Эта часть разреза донных колонок обычно отвечает по возрасту концу позднеледникового и началу послеледникового времени.

Нижняя часть разреза грунтовых колонок, как правило, резко отличается от вышележащих осадков своей плотностью, или обилием грубообломочного материала. В первом случае основание разреза слагают верхнечетвертичные отложения морского или ледникового генезиса, а во втором — имеет место развитие позднеледниковых осадков, для которых характерно обогащение гравийно-галечным и валунным материалом или элювием коренных пород. В том и другом случае повышенная плотность и грубообломочный материал мешают проникновению грунтовой трубки в толщу осадков, чем и определяется максимальная мощность вскрытого разреза на дне Баренцева моря.

Очень интересной особенностью стратификации верхней, а иногда и средней частей разреза грунтовых колонок Баренцева моря является почти повсеместное присутствие здесь песчаных прослоек, имеющих иногда мощность 1—2 мм (Кленова, 1960). Прослойки и присыпки песчаного материала располагаются по разрезу не беспорядочно, а группируются в кровле и подошве отдельных слоев, отвечая, по-видимому, изменениям физико-географической обстановки бассейна, которые находили отражение в изменении процесса осадконакопления. Удалось сопоставить расположение песчаных прослоев в соседних разрезах, а иногда и распространить эти сопоставления на значительную территорию. Очень часто песчаный материал встречается в колонках на глубине 10 см от поверхности дна. Средняя, наиболее распространенная глубина встречаемости другого прослоя равняется 20 см. В ряде разрезов прослойки встречаются на глубине 30—35 см. Та же картина может быть прослежена и на больших глубинах вплоть до перехода к послеледниковым или более древним отложениям.

Другой характерной чертой стратификации донных осадков изучаемого моря является наличие прослоев, обогащенных полуторными окислами. Как правило, они наблюдаются в разрезах из северной части Баренцево-морского шельфа и располагаются на границе осадков различного цвета, что объясняется резкой сменой условий окисления и восстановления. По мнению М. М. Ермолаева (1948), ожелезненные прослойки отвечают периодам наиболее активного влияния атлантических вод. Последнее предположение приходит в противоречие с отсутствием в ожелезненных прослоях известковых фораминифер, обилие которых характерно для нижележащих зеленовато-серых и голубовато-серых восстановленных осадков. Ожелезненные прослойки довольно часто встречаются на границе современных осадков и подстилающих отложений более древнего возраста. По мнению М. В. Кленовой (1960), следы ожелезнения в данном случае связаны с интенсивно протекавшими в прошлом процессами выветривания. Последние знаменовали собой не только смену гидрологического режима, а и более серьезные изменения, вплоть до временного существования субаэральных условий в отдельных районах современного морского дна.

В последнее время было произведено стратиграфическое расчленение некоторых разрезов донных колонок Баренцева моря с помощью спорово-пыльцевого, диатомового и микрофаунистического анализов.

На основании изменения видового состава и экологической характеристики фораминифер и диатомовых водорослей удалось выделить слой позднеледниковой трансгрессии портландия (11 000 лет тому

назад) и наметить в разрезе границу между позднеледниковым временем и голоценом. Внутри голоценового разреза четко выделяются трансгрессивные и регрессивные циклы осадконакопления, например, отвечающий по времени трансгрессии Тапес (атлантическое время — 6000 лет).

Несмотря на то что верхняя часть разреза четвертичных отложений дна Баренцева моря сложена исключительно морскими осадками, в них наблюдаются богатые по составу спорово-пыльцевые спектры, отражающие все изменения в составе растительности окружающей суши, происходившие под влиянием изменения климатических условий.

Сложный рельеф дна моря, наряду со сложной и активной гидродинамикой бассейна оказывают влияние не только на состав и строение толщи донных осадков, но и на характер процессов осадконакопления. Как уже отмечалось, на подавляющей части площади Баренцевоморского шельфа образование осадков либо совсем не происходит, либо накопление их идет очень замедленным темпом, что, помимо названных причин, является следствием малого количества осадочного материала, поступающего в бассейн с суши.

По подсчетам А. П. Бурдыкиной, в восточной части Баренцева моря за пределами 50-метровой изобаты скорость осадконакопления составляет всего лишь 0,2 мм в 100 лет. В южной и центральной частях моря, вдали от берегов, в среднем накапливается от 0,1 до 0,5 мм в 100 лет, в то время как скорость образования осадков в северной части шельфа не превышает 0,01 мм в 100 лет.

Резкое увеличение скоростей осадконакопления происходит в прибрежных районах, особенно вблизи устья р. Печоры, и вдоль интенсивно размываемых берегов северо-восточной окраины Русской равнины. В Припечорском районе осаждается до 60 мм осадка в 100 лет. Вдоль побережья полуострова Канин, Большеземельской и Малоземельской тундры современные морские осадки накапливаются со скоростью от 1 до 10 мм в 100 лет.

КАРСКОЕ МОРЕ

Условия питания моря осадочным материалом

Карское море является шельфовым морем с глубинами преимущественно менее 200 м. Оно имеет очень протяженную береговую линию и обладает огромным водосборным бассейном, расположенным преимущественно в умеренной и арктической зонах. Характерными чертами водосборного бассейна являются преобладание равнинного рельефа, наличие на большей его части мерзлоты и развитая гидросеть.

Важное значение в питании Карского моря осадочным материалом имеет речной сток крупнейших рек — Оби и Енисея. Преимущественная равнинность и слабая расчлененность территории бассейнов этих рек, а также климатические и гидрологические особенности определяют преобладание химической денудации над механической. Основное количество осадочного материала (200 млн. т) поступает в море в растворенном виде и значительно в меньшем количестве (34 млн. т) во взвешенном состоянии. В составе растворенного материала резко преобладают бикарбонаты.

Не менее важным фактором в питании моря осадочным материалом является размыв берегов. Наибольшее количество осадочного материала поступает в море при размыве западносибирских берегов, сложенных рыхлыми преимущественно четвертичными отложениями. Размыв берегов, сложенных твердыми породами (Новая Земля, Пай-Хой, полуостров Таймыр, Северная Земля и Земля Франца-Иосифа), про-

исходит слабее и количество осадочного материала, поступающего в море при их разрушении, сравнительно небольшое.

Меньшее значение в питании Карского моря осадочным материалом имеет перенос его ветром и разнос льдами, в том числе айсбергами. Однако для таких областей питания, как Земля Франца-Иосифа, Северная Земля и Северный остров Новой Земли, роль выноса осадочного материала айсбергами резко увеличивается.

Несмотря на вынос в море огромного количества растворенного материала, значение его в осадкообразовании весьма невелико, химического осаждения растворенных веществ из морской воды почти не происходит. Основная часть этих веществ выносится в Арктический бассейн. На дне моря осаждаются преимущественно терригенный материал.

Различие геолого-литологического строения отдельных областей питания обуславливает поступление в Карское море разнообразного по составу осадочного материала. В этом отношении выделяются четыре основные области питания: Западно-Сибирская низменность, Таймыр и Северная Земля, Новая Земля и Пай-Хой с Полярным Уралом, Земля Франца-Иосифа.

Из пределов Западно-Сибирской низменности, сложенной преимущественно четвертичными и в меньшей мере третичными и меловыми отложениями, в море поступает материал, состоящий преимущественно из кварца и калиевых полевых шпатов. В минеральном составе тяжелой фракции в восточных районах, тяготеющих к Сибирской платформе и Западному Таймыру, преобладают пироксены и черные рудные минералы, в меньшем количестве содержатся циркон, гранаты, амфиболы, минералы группы эпидота — цоизита. В западных районах, тяготеющих к Уралу, широкое распространение имеют минералы группы эпидота — цоизита, амфиболы и черные рудные минералы, в меньшем количестве содержатся пироксены, гранаты, циркон и лейкоксен.

Таймыр и Северная Земля, характеризующиеся сложным геологическим строением, являются областями, из которых в море поступает весьма разнообразный по составу осадочный материал. Так, из районов преимущественного развития протерозойских и нижнепалеозойских отложений, расположенных северо-восточнее р. Пясины, в море выносятся материал, в минеральном составе которого преобладают: в легкой фракции кварц, калиевые полевые шпаты, слюда и карбонаты, а в тяжелой фракции амфиболы, минералы группы эпидота — цоизита, пироксены и гранаты. Рекой Пясиной выносятся осадочный материал, в легкой фракции которого основными минералами являются кислые плагиоклазы и калиевые полевые шпаты, а в тяжелой фракции — черные рудные минералы и пироксены. С Северной Земли в Карское море поставляется материал, состоящий в основном из кварца и карбонатов. В минеральном составе тяжелой фракции преобладают пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота — цоизита, черные рудные минералы и гранаты.

Земля Франца-Иосифа является областью сноса осадочного материала, в легкой фракции которого преобладают кварц, калиевые полевые шпаты, средние и основные плагиоклазы, а тяжелая фракция преимущественно представлена пироксенами, черными рудными минералами и в меньшем количестве гранатами, апатитом, лейкоксом.

В минеральном составе осадочного материала, поступающего в Карское море из пределов Новой Земли, о. Вайгач, Пай-Хоя и Полярного Урала, имеющих, как и Таймыр с Северной Землей, сложное геологическое строение, преобладающими минералами являются кварц, карбонаты, калиевые полевые шпаты, хлоритиды, кислые плагиокла-

зы. В тяжелой фракции содержатся в основном минералы группы эпидота — цоизита, амфиболы, гранаты, черные рудные минералы, циркон и сидерит.

Осадочный материал, сносимый в море с островов Известий ЦИК, Сергея Кирова, Визе, Уединения и др., расположенных в различных частях моря, для осадкообразования имеет местное значение.

Условия осадконакопления в море

Осаждение материала, поступающего в Карское море, зависит от гидродинамического фактора и рельефа дна. Крупнообломочный и песчаный материал осаждаются главным образом на прибрежных участках, в зоне наибольшей активности водных масс, где он подвергается дальнейшему истиранию. Алевритовый материал накапливается дальше в открытом море, в зоне сравнительно слабой активности водных масс, а глинистый материал на более глубоководных участках моря, характеризующихся еще меньшей гидродинамической активностью.

Взвешенный материал, выносящийся в море с речным стоком (преимущественно Обью и Енисеем) распределяется в соответствии с законом механической дифференциации. Наиболее тонкодисперсный материал осаждается преимущественно на глубоководных участках, расположенных на пути разноса осадочного материала течениями.

Обогащенность глинистым материалом осадков желобов Святой Анны и Воронина и других участков восточной части моря обусловлена разносом его течениями, связанными со стоком енисейских вод. Влиянием течений, возникающих в результате стока енисейских и нижнетаимырских вод, обусловлена глинистость осадков района, расположенного к востоку от архипелага Норденшельда. Вынос обскими водами в Карское море тонкодисперсного материала предопределяет преимущественно глинистость осадков западной части моря.

Осадочный материал, поступающий в Карское море из областей питания, подвергается также влиянию ветровых и приливо-отливных течений. Особенно существенно это влияние сказывается в прибрежной зоне, выражаясь в разносе продуктов размыва берегов, а также в районах мелководий, обуславливая вынос продуктов перемыва осадков из зоны волнового воздействия. Местами приливо-отливные течения не только удаляют продукты абразии берегов, но и производят размыв донных отложений.

В Карском море наряду с основным генетическим типом отложений, каким являются морские осадки, имеются аллювиально-морские и ледниково-морские отложения. Аллювиально-морские отложения распространены в Обской, Гыданской и Юрацкой губах, в Енисейском и Пясинском заливах и в кутовой части Байдарацкой губы. Ледниково-морские отложения наблюдаются в основном в районе архипелага Земли Франца-Иосифа и местами у берегов и в фиордах Новой Земли и Северной Земли.

Сложность рельефа дна Карского моря обуславливает наличие в его пределах всех четырех указанных выше зон осадконакопления.

Зона преимущественного размыва и перемыва осадков занимает сравнительно небольшую площадь дна моря. Она включает в себя мелководные участки, расположенные у берегов Югорского полуострова и полуострова Ямал, в пределах мелководной подводной равнины к северу от Ямала и Гыданского полуострова, а также в пределах Центральной Карской возвышенности и в районе островов Сергея Кирова. Все эти участки находятся под активным волновым воздействием либо под

влиянием сильных приливо-отливных течений и характеризуются преобладающим развитием песчаных осадков.

Зона преимущественной аккумуляции осадков разной зернистости окаймляет предыдущую зону, занимая участки с глубинами главным образом до 100 м, расположенные в основном севернее Таймыра и в пределах Центральной Карской возвышенности. Для нее характерна большая пестрота осадков при преобладании алевритов.

Устойчивой аккумуляцией осадков разной зернистости характеризуются более глубоководные участки, расположенные в западной и северной частях моря восточнее Новоземельской впадины и южнее желобов «Святой Анны» и Воронина, а также северо-восточнее Енисейского залива. Осадки в этой зоне алеврито-глинистые.

Наконец, в *зону устойчивой аккумуляции тонкодисперсных осадков* входят глубоководные части желобов Святой Анны и Воронина и Новоземельской впадины, характеризующиеся наименьшей гидродинамической активностью и глинистыми осадками.

Для всех зон осадконакопления характерно наличие в отложениях крупнообломочного материала. Количество его и крупность в основном уменьшаются в направлении от берегов к открытым частям моря. Однако на отдельных, удаленных от берегов участках моря наблюдается повышенное содержание крупнообломочного материала в осадках, что обусловлено разносом его по акватории моря льдами.

Петрографический и минеральный состав осадков

Крупнообломочный материал, находящийся в осадках прибрежной зоны, имеет в основном тот же петрографический состав, что и породы, слагающие прилегающие участки суши. На участках, удаленных от побережий, особенно в северной части моря, крупнообломочный материал имеет смешанный петрографический состав, вследствие приноса его плавучими льдами.

Породообразующими минералами осадков Карского моря являются минералы легкой фракции, среди которых преобладают кварц, калиевые полевые шпаты и глинистые минералы. В меньшем количестве содержатся слюды, хлоритоиды, кальцит и другие минералы. Кварц резко преобладает в песчаных осадках мелководья к северу от Обской губы, в осадках юго-западной части моря и севернее Таймыра (до 50—80%). Минимальное содержание его (менее 20—25% легкой фракции) характерно для осадков желобов Святой Анны и Воронина и участков, находящихся под влиянием стока рек Енисей, Пясины и Нижней Таймыры. Калиевые полевые шпаты содержатся в небольшом количестве в осадках Енисейского залива, района Северной Земли и северной части моря. Максимальное содержание их (местами до 62% фракции) приурочено к осадкам крайней юго-западной части моря и некоторых островных отмелей. Кислые плагиоклазы содержатся в небольшом количестве в осадках участков, находящихся под влиянием обских вод (юго-западная часть моря и Обская губа), а также в осадках островных отмелей Центральной Карской возвышенности. Значительно меньше их в осадках районов, находящихся под влиянием енисейских вод. Средние и основные плагиоклазы более распространены в осадках восточной части моря, особенно в Енисейском заливе. Минимальное содержание их (менее 1% фракции) отмечено в осадках западной части моря и района Пясинского залива.

Тонкодисперсная часть осадков состоит преимущественно из гидрослюд и небольшой примеси каолинита, тонкодисперсного терригенного кварца и единичных панцирей диатомовых.

Минимальное содержание минералов тяжелой фракции наблюдается в глинистых и в алеврито-глинистых осадках глубоководных желобов и впадин, наибольшее — в песчаных и алевритовых осадках мелководий Обь-Енисейского района и островных отмелей центральной части моря.

Преобладающими минералами тяжелой фракции являются пироксены, минералы группы эпидота — цоизита, амфиболы, черные рудные минералы и гранаты. В осадках некоторых участков широкое распространение имеют карбонаты. Распределение этих минералов неравномерное и зависит от ряда факторов, главным образом от геолого-литологического строения областей сноса, разноса осадочного материала течениями, перебива донных осадков на мелководьях, в зоне волнового воздействия, а также от степени устойчивости минералов по отношению к механическому и химическому воздействию и их удельного веса.

Пироксены в осадках Карского моря в основном моноклинные (главным образом, авгит и в значительно меньшей мере диопсид и эгирин). Среди менее распространенных ромбических пироксенов преобладает гиперстен. В наибольшем количестве (до 44% тяжелой фракции) пироксены содержатся в осадках Енисейского залива и в осадках, развитых на участках моря, находящихся под воздействием основных струй енисейских вод, разносящих в море продукты размыва основных эффузивов Сибирской платформы и четвертичных отложений, образованных преимущественно за счет разрушения этих же эффузивов. Много пироксенов (более 30% тяжелой фракции) присутствует в осадках, формирующихся под влиянием стока рек Пясины и Нижней Таймыры, размывающих основные породы пермо-триаса Таймыра и продукты их разрушения, а также в осадках северо-западной части моря, находящейся в зоне разноса продуктов разрушения основных пород Земли Франца-Иосифа. Наименьшим содержанием пироксенов отличаются осадки юго-западной части моря, особенно на участке, прилегающем к берегам Новой Земли, о. Вайгача и Югорского полуострова. Мало пироксенов и в осадках, расположенных у берегов Таймыра, формирующихся из продуктов разрушения изверженных и метаморфических пород Северного Таймыра, а также в песчаных осадках мелководий, подверженных волновому воздействию, где пироксены разрушаются и продукты их разрушения сносятся в более глубоководную зону.

Минералы группы эпидота—цоизита представлены в равном количестве эпидотом и цоизитом. Наибольшее количество их наблюдается в осадках юго-западной части моря, находящейся под влиянием стока обских вод, поставляющих в море продукты размыва древних метаморфических и изверженных пород Полярного Урала, мезозойско-кайнозойских отложений, сформированных за счет разрушения этих пород в прошлом, а также за счет продуктов размыва берегов Югорского полуострова и Ямала. Много минералов группы эпидота—цоизита и в осадках зоны, находящейся под влиянием северо-восточной струи обских вод, а также района желоба Воронина и отдельных участков у берегов Таймыра, которые находятся в зоне разноса продуктов размыва эпидотсодержащих пород Северной Земли и Таймыра. Наименьшим содержанием минералов группы эпидота—цоизита характеризуются осадки мелководий Гыданско-Енисейско-Пясинского района и островных отмелей, откуда они выносятся при перебиве за пределы зоны волнового воздействия.

Амфиболы представлены преимущественно обыкновенной роговой обманкой, в меньшей мере минералами группы актинолита—треолита и др. Как и минералы группы эпидота—цоизита, амфиболы наиболее распространены в осадках районов, находящихся под влиянием

стока обских вод, а также в осадках у берегов Таймыра, Новой Земли и о. Вайгач. Наименьшее содержание амфиболов наблюдается в осадках мелководий губ и заливов, что связано с преимущественным выносом их за пределы зоны волнового воздействия и прибрежного мелководья.

Черные рудные минералы представлены главным образом магнетитом и в меньшей мере ильменитом. Максимальные содержания их наблюдаются в осадках зоны, протягивающейся вдоль берегов Западно-Сибирской низменности, а также в осадках мелководий, находящихся в зоне волнового воздействия. Минимальные количества черных рудных минералов отмечаются в глинистых и глинисто-алевритовых осадках желобов Святой Анны и Воронина и Новоземельской впадины.

Гранаты в осадках Карского моря представлены в основном группой альмандина. Наибольшее количество их содержится в осадках островных отмелей Центральной Карской возвышенности, отдельных участков юго-западного района моря и у побережья Таймыра между архипелагом Норденшельда и шхерами Минина, куда они поступают при разрушении гранатосодержащих отложений островов центральной части моря, южного острова Новой Земли, Вайгача, Пай-Хоя и протерозойских метаморфических пород Таймыра. Наименьшим содержанием гранатов характеризуются осадки мелководья, простирающегося на север от берегов Гыданского полуострова.

Распределение карбонатов, представленных в основном сидеритом и минералами из группы анкерита, наиболее тесно связано с геологическим строением различных участков области питания и с удаленностью того или иного участка моря от берегов. Наибольшее количество обломочных карбонатов содержится в осадках, распространенных вдоль восточного берега Северного острова Новой Земли, а также северо-восточнее о. Вайгач и местами у берегов Северной Земли, т. е. близ районов широкого развития карбонатных пород. С удалением от этих районов содержание карбонатов резко уменьшается, а в районе желоба Святой Анны, в северной части Центральной Карской возвышенности и на ряде других участков обломочные карбонаты в осадках отсутствуют.

Распределение в осадках основных химических компонентов

Осадки Карского моря большей частью безжелезистые. Лишь незначительная часть площади занята слабозелезистыми осадками. Наиболее обогащены железом (5—10%) тонкодисперсные алеврито-глинистые осадки Новоземельской впадины и желоба Святой Анны, западной части подводной ложбины, отделяющей район островной отмели о. Уединения от северных районов Центральной Карской возвышенности, и отдельных понижений дна, расположенных севернее Енисейского залива. Все эти участки находятся в зоне преимущественного влияния стока обских и енисейских вод. Минимальным содержанием железа (1—3%) отличаются обычно песчаные и алеврито-песчаные осадки большинства мелководий южной и юго-восточной частей моря и особенно островных отмелей. Алевритовые и глинисто-алевритовые осадки остальной площади дна моря являются средними по содержанию железа (от 3 до 5%) между тонкодисперсными и песчанистыми осадками.

Повышенное содержание железа в осадках, распространенных севернее Обской губы и Енисейского залива, связано с осаждением взвешенных частиц, несущих абсорбированные окислы железа. Но содержание железа здесь сравнительно невелико. Основная масса его

выпадает в открытом море, в районах наибольшего соприкосновения пресных речных вод с солеными и относительно теплыми водами атлантического происхождения и концентрируются под воздействием гидродинамических факторов в алеврито-глинистых осадках глубоководных участков моря.

Осадки Карского моря преимущественно безмарганцевистые и лишь на одной четвертой части площади дна моря слабо-марганцевистые. Так как марганец в осадках обычно сопутствует железу, то изменения его содержания в осадках происходит параллельно с изменениями содержания железа. И площади преимущественной концентрации марганца располагаются, в общем, в районах развития осадков с наибольшим содержанием железа. Однако вследствие того что соединения марганца по сравнению с соединениями железа более подвижные, выпадение их в осадок происходит несколько севернее. При этом наибольшие концентрации марганца (до 1,7%) наблюдаются в глинистых осадках понижений Новоземельской впадины, в «устях» затопленных древних речных долин на выходе к впадине, и в Югорской впадине, т. е. преимущественно в зоне влияния струй обских вод. Одной из причин более сильного влияния стока обских вод на концентрацию марганца в осадках является, по-видимому, обогащенность марганцем палеогеновых отложений, размываемых в бассейне Оби. Наименьшим содержанием марганца (от 0,02% до 0,01%) характеризуются песчаные и алеврито-песчаные осадки большинства южных и юго-восточных мелководных равнин и островных отмелей Центральной Карской возвышенности.

Осаждение железа и марганца на дно Карского моря происходит также в форме железо-марганцевых конкреций. Основным районом распространения их является северная часть Обь-Енисейского мелководья. Конкрекции представляют собой толстые ободки вокруг камней либо корки различной толщины. Содержание марганца в них колеблется от 0,03% до 13,5%, а железа от 5,3% до 22,3%.

Осадки Карского моря преимущественно бескарбонатные, находящийся же в них карбонат кальция является обломочным и биогенным, а распространение его главным образом зависит от геологического строения областей питания. Наибольшая концентрация карбоната кальция в осадках наблюдается на участках, расположенных у берегов Северной Земли, Северного острова Новой Земли (10—30% — осадки слабоизвестковистые) и о. Вайгач, где распространены палеозойские карбонатные породы. На мелководьях, не подверженных непосредственному опресняющему влиянию стока речных вод, также наблюдается повышенное содержание карбоната кальция в осадках, но здесь он является биогенным (раковины и обломки раковин фауны и микрофауны). Осадки же мелководий южной части моря, находящейся под влиянием стока обь-енисейских вод, богатых углекислотой, характеризуются наименьшим содержанием карбоната кальция (0,1—1,0%). Важное значение для распространения карбоната кальция в осадках имеет гидрохимический режим Карского моря, обуславливающий отсутствие хемогенного и частичное растворение обломочного и биогенного карбоната кальция.

Распределение растворимой кремниевой кислоты в основном определяется биологическим фактором (развитием диатомовых водорослей, имеющих опаловый скелет) и гидрохимическим режимом моря. Наибольшее содержание ее устанавливается в глинистых и алеврито-глинистых осадках отдельных участков Новоземельской впадины, желобов Святой Анны и Воронина, а также отдельных понижений в пределах Центральной Карской возвышенности, где они достигают

0,52—0,94%. На большинстве участков дна моря содержание растворимой кремнекислоты в осадках составляет 0,02—0,31%.

В распределении органического углерода в осадках наиболее важное значение имеют речной сток и гидродинамический режим моря. Речной сток является основным агентом выноса его в море, а гидродинамический режим моря обуславливает концентрацию органического вещества в глинистых и алевроито-глинистых осадках зоны наименьшей активности водных масс за счет частичного выноса его вместе с тонкодисперсным материалом из осадков зоны повышенной гидродинамической активности. Меньшее значение в накоплении органического углерода в осадках имеет биологический фактор, хотя на отдельных участках моря роль бентосных и планктонных организмов в накоплении органического углерода в осадках увеличивается.

Участки с наибольшим содержанием органического углерода (от 1,5 до 1,9%) занимают небольшую площадь дна моря. Крупнейший из них простирается вдоль Южного острова Новой Земли и о. Вайгач и далее на восток и север вдоль Ямала и о. Белого. Небольшие участки расположены в Енисейском заливе, севернее Обской губы и юго-восточнее островов Сергея Кирова. Несколько меньшим содержанием (1—1,5%) органического углерода характеризуются осадки Обской губы, Новоземельской впадины, частично юго-западной равнины, желоба Святой Анны, южной части желоба Воронина и значительных участков к северу от Таймыра. Наименьшее содержание органического углерода (0,2—0,5%) наблюдается в песчаных осадках островных отмелей, а также в песчаных и алевроитовых осадках южных и юго-восточных мелководий.

Осаждение микроэлементов в Карском море происходит преимущественно в результате сорбционного процесса, связанного с коагуляцией силикатных соединений и гидроокислов железа и марганца.

Органогенный путь осаждения микроэлементов здесь имеет весьма небольшое значение. Содержание никеля, кобальта, хрома, ванадия, титана, циркония, меди, цинка, свинца и других микроэлементов в осадках Карского моря примерно соответствуют кларковым содержаниям в осадочных породах. Стронций и барий содержатся в количествах меньше кларковых.

Видовой состав и распределение раковин моллюсков и фораминифер в осадках

Среди моллюсков в Карском море резко преобладают двустворчатые моллюски класса *Bivalvia*, немногочисленны представители класса *Gastropoda* и единичны представители классов *Scaphopoda* и *Brachiopoda*.

Благодаря водообмену с Арктическим бассейном наряду с местной высокоарктической фауной моллюсков обитают и глубинные формы Арктического бассейна, проникающие через желоба Святой Анны и Воронина. Встречаются также баренцевоморская фауна, представленная нижеарктическими, арктическо-бореальными, субарктическими и частично бореальными видами, и глубоководная фауна моря Лаптевых. По различию гидрологического режима в разных частях Карского моря, характеру его связей с соседними бассейнами и особенностям рельефа дна, влияющим на распространение разнообразных комплексов моллюсков, в его пределах выделяются участки, относящиеся к высокоарктической и нижеарктической подобластям. Большая часть Карского моря относится к верхнесублиторальной (прибрежной) солонатоводной, сублиторальной морской и батинальной морской провин-

циям высокоарктической сублиторальной подобласти. Лишь крайняя юго-западная часть моря принадлежит нижеарктической сублиторальной подобласти.

Верхнесублиторальная солоноватоводная провинция занимает крайнюю мелководную прибрежную часть моря, включая губы и заливы. Для нее характерно преобладание таких солоноватоводных моллюсков, как *Portlandia aestuariorum* Mossewitsch и *Cyrtodaria kurriana* Dunker.

Морская сублиторальная провинция включает всю открытую мелководную часть моря. Фауна моллюсков здесь разнообразна в видовом отношении, но довольно однотипна по экологическим и зоогеографическим особенностям. Массовое развитие имеют эвригалитные высокоарктические автохтонные верхнесублиторальные виды и эндемичные подвиды арктическо-бореальных и арктических видов. Особенно многочисленны здесь представители эндемичного высокоарктического рода *Portlandia* и рода *Astarte*.

К морской батинальной провинции относится почти вся северная половина Карского моря, включая Новоземельскую впадину и пролив Вилькицкого. Для нее характерно влияние относительно теплых атлантических вод с высокой океанической соленостью. В комплекс фауны моллюсков этой провинции входят две группы. Первая из них состоит из нижнесублиторальных западноарктических форм. В числе других в эту группу входят такие холодноводные виды, как *Propeamussium groenlandicus major* Collin, *Yoldiella intermedia* (M. Sars), *Bathyarca glacialis* (Gay). Вторая группа включает эндемичные западноарктические, атлантические по происхождению, нижнесублиторально-батинальные виды, в том числе *Bathyarca frielei* (Jeffreys), *Yoldiella persei* (Messjatzev), *Lima hyperborea* (Jensen).

Характерной чертой Карского моря является резкое различие прибрежных мелководных его частей с глубинами до 100 м и глубоководных участков моря по качественному и количественному показателям фауны. В глубоководных районах, занятых коричневыми мягкими грунтами, биомасса бентоса весьма невелика. На мелководных же участках с глубинами до 100 м она увеличивается. В глубоководных районах распространены большей частью мелкие формы, такие как *Lora*, *Cylichna alba* (Brown), *Axinopsis orbiculata* G. O. Sars, *Yoldiella lenticula* (Möller), *Y. fraterna* (Verrill et Bush) и др. На мелководных участках, с повышенной биомассой бентоса, большое значение приобретают *Astarte borealis placenta* Mögch, *Macoma calcarea* (Chemnitz), *M. moesta* (Deshayes), *Cardium ciliatum* Fabricius, *Serripes groenlandicus* (Chemnitz), *Yoldia limatula hyperborea* (Lovén) Torell, *Portlandia arctica portlandica* (Hitchcock), *P. aestuariorum* Mossewitsch.

Фораминиферы в осадках Карского моря, в связи со сложностью гидрологического режима и рельефа дна, распределены весьма неравномерно. В прибрежном мелководье комплекс фауны фораминифер беден и однообразен. Здесь встречены представители сублиторальной группы: *Reophax curtus* Cushman, *Ammotium inflatum* (Stschedgina), *Spiroplectamina biformis* (Parker et Jones), *Miliammina agglutinata* (Cushman). Зона распространения этих видов тянется широкой полосой вдоль побережья, захватывая большую часть дна в шельфовых морях. Наиболее богата и разнообразна фауна в области открытого моря. Фораминиферы глубоководных желобов характеризуются значительным числом абиссально-батинальных видов «атлантического комплекса»: *Melonis zaandamae* (Voorthuysen), *Reo-*

phax guttifer Brady, *Haplophragmoides subglobosum arcticum* Stschedrina, *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg).

Осадки североземельских проливов по богатству и разнообразию фораминифер не уступают осадкам желобов. Фораминиферы Ново-земельской впадины состоят из широко распространенных элиторальных видов (*Astrorhiza arctica* Stschedrina, *Rhabdammina abyssorum arctica* Stschedrina, *Reophax scorpiurus* Montfort) с небольшой примесью элементов абиссально-батиальной группы, что говорит о более слабом проникновении сюда атлантических вод. Виды с известковой раковиной встречаются редко, преобладают агглютинированные фораминиферы. Это объясняется, вероятно, обогащенностью осадков углекислотой и растворением известковых фораминифер. Следует отметить, что песчаные фораминиферы приурочены преимущественно к верхнему коричневому слою осадков и весьма малочисленны (местами отсутствуют) в нижележащих серых и зеленовато-серых осадках. Виды первого комплекса распространены в пределах материковой отмели на участках, характеризующихся отрицательными придонными температурами. Виды «атлантического комплекса» обитают в районах, находящихся под влиянием теплых вод атлантического происхождения. Интерес представляют находки в осадках приустьевых частей Обь-Енисейского района *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg).

Стратификация и мощность осадков

Стратификация осадков Карского моря имеет существенные различия в пределах глубоководной зоны (с глубинами в основном более 100 м) и мелководной зоны.

В строении донных осадков глубоководной зоны, судя по колонкам длиной до 612 см, участвуют современные (отложившиеся в последние 9—10 тыс. лет) и верхнечетвертичные отложения. Верхнечетвертичные алеврито-глинистые отложения преимущественно серого и темно-серого цвета залегают под погребенным слоем коричневых осадков. Имеющиеся данные позволяют выделить среди верхнечетвертичных отложений, вскрытых отдельными длинными колонками, отложения предположительно зырянского времени, уплотненные и содержащие рассеянную мелкую гальку и гравий. Верхняя часть толщи верхнечетвертичных отложений в этих колонках относится предположительно к поздне- и послеледниковому времени. Современные осадки глубоководной зоны разделяются на три горизонта (сверху вниз): 1) коричневые осадки, 2) преимущественно зеленовато-серые осадки и 3) погребенные коричневые осадки. Формирование горизонта коричневых осадков относится ко времени усиления проникновения атлантических вод в Карское море, имевшем место 3—5 тыс. лет тому назад (верхний горизонт) и в начале современной эпохи (погребенный горизонт).

В мелководной зоне осадки, вскрытые колонками, также подразделяются на современные и верхнечетвертичные. Однако верхнечетвертичные отложения здесь представлены большей частью темно-серыми, весьма плотными глинами и алевритами, вскрытыми колонками на мощность, равную всего 22 см, и резко отличающимися от современных осадков. О возрасте плотных отложений более определенно судить трудно, так как в результате денудации дна осушавшейся мелководной зоны моря часть донных отложений могла быть размыта. Не исключена возможность, что плотные верхнечетвертичные отложения являются отложениями бореальной трансгрессии. Стратификация современных осадков мелководной зоны на отдельных ее участках различна, что обу-

словлено неоднократными изменениями условий осадконакопления в течение современной эпохи.

Глубоководная и мелководная зоны Карского моря резко отличаются друг от друга не только по строению донных осадков, но и по характеру осадконакопления. Для мелководной зоны, характеризующейся преимущественно активной гидродинамической обстановкой, свойственно сравнительно слабое накопление современных осадков. Однако понижения дна и участки, расположенные на путях разноса тонкодисперсного осадочного материала, выносящегося в море речными водами, являются местами преобладающей аккумуляции современных осадков. Для наиболее мелководных участков, находящихся в зоне активного волнового воздействия, а также для крутых склонов и участков, подверженных проявлению сильных приливо-отливных течений, характерно преобладание сноса алеврито-глинистой части осадочного материала и незначительная аккумуляция алеврито-песчаных современных осадков. Местами на этих участках осадконакопление не происходит. Установленная мощность современных осадков колеблется от 3 до 500 см, местами и более (подошва современных осадков не вскрыта колонками). Средние скорости накопления современных осадков в мелководной зоне колеблются от 0,3—4,0 см в 1000 лет на участках, где в колонках вскрыты верхнечетвертичные осадки, до 100 см (местами и более) в 1000 лет в понижениях дна.

Глубоководная зона, характеризующаяся слабой гидродинамической активностью, является областью преимущественного устойчивого накопления донных осадков. К ней относятся желоба Святой Анны и Воронина, Новоземельская впадина и район пролива Шокальского. Установленная мощность современных осадков глубоководной зоны колеблется от 20 до 612 см, местами и более (подошва современных осадков не вскрыта колонками). Средние скорости накопления современных осадков в пределах этой зоны колеблются от 4 до 10 см и более в 1000 лет.

По характеру процессов осадконакопления пониженные участки мелководной зоны в общих чертах подобны глубоководной зоне моря. Однако между ними есть существенные различия, заключающиеся в том, что пониженные участки мелководной зоны являются местами аккумуляции осадков в основном лишь на протяжении современной эпохи, в то время как глубоководная зона является областью аккумуляции осадков в течение длительного времени, по крайней мере в течение позднечетвертичного времени.

МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

Условия питания моря осадочным материалом

Море Лаптевых расположено в восточном секторе Арктики. Оно относится к мелководным морям с глубинами до 100 м. Дно моря отличается выровненностью, которая нарушается прослеживающимися здесь подводными долинами рек Хатанги, Лены и Яны и возвышающимися крупными банками. Рассматриваемый водоем обладает большим водосборным бассейном и значительной протяженностью береговой линии. Основными водными артериями, впадающими в море, являются реки Хатанга, Лена и Яна.

Поступление осадочного материала происходит за счет привноса вещества с материковым стоком, за счет разрушения берегов и размыва отдельных участков морского дна.

В областях питания морей осадочным материалом механическая денудация преобладает над химической, однако реки, берущие свое

начало в умеренной зоне, выносят значительное количество растворенных веществ. По данным А. М. Бурдыкиной, в море Лаптевых ежегодно выносятся до 21,8 млн. т взвешенного материала и до 67,4 млн. т растворенных веществ.

Берега моря Лаптевых и расположенных в море островов разнообразны по своему строению — от отвесных, скалистых, изрезанных восточных берегов Северной Земли, в строении которых участвуют изверженные и метаморфические породы, до низких берегов Хатангского залива, сложенных четвертичными и меловыми отложениями. Для берегов моря Лаптевых характерно присутствие большого количества ископаемых льдов. В связи с этим размыв их происходит с различной интенсивностью. Материал, поступающий в море, количественно учесть трудно, однако имеются некоторые данные о значительном разрушении берегов на отдельных участках. Так, например, по данным В. Н. Степанова, Р. К. Сисько, отступление берега на о. Малом Ляховском местами достигает 4 м в год, а на о. Новая Сибирь до 4—6 м. Грубозернистый материал, образующийся при разрушении берегов, формирует косы и бары, а тонкозернистый уносится в море.

Основная часть взвешенного материала, приносимая реками, оседает на дне моря. Растворенные же вещества переходят в осадок в незначительном количестве и преимущественно в районе взаимодействия пресных речных и соленых морских вод. Большая часть растворенных веществ выносятся в океан.

Различие геологического строения области питания обуславливает разнообразие вещественного состава осадочного материала, поступающего в море. Основными породообразующими минералами, поступающими в море, являются кварц, полевые шпаты, слюды, гидрослюда, в меньшей мере кальцит, опал, каолинит. Различие сказывается главным образом в минеральных ассоциациях акцессорных минералов. С западной части питающей провинции, с побережья Таймыра и с выносами рек Хатанги и Анабара в бассейн седиментации поступают пироксены, черные рудные минералы, эпидот, амфиболы, циркон, сфен. Из восточной части области питания в большом количестве поступают амфиболы, эпидот, черные рудные минералы, в меньшем количестве пироксены, гранаты, циркон и другие минералы. Это различие отражается и в минеральном составе донных осадков.

Изучение взвешенного материала показало, что основная масса взвеси состоит из минералов глин, преимущественно гидрослюдистого типа, в небольшом количестве отмечены зерна каолинита и галлуазита. Из кластических минералов встречаются кварц, биотит, лимонит, циркон, силлиманит и др. Кроме того, во взвеси присутствует значительное количество диатомовых водорослей как пресноводных, так и морских. Растительный детрит содержится в незначительном количестве. Изучение количественного распределения взвесей показало, что в южной части моря, где сказывается влияние речных вод, содержание взвеси составляет более 2 г/м³, увеличиваясь на мелководье до 6 г/м³, а в приустьевых участках рек Лены и Яны до 25—30 г/м³. В северной части моря содержание взвеси менее 2 г/м³ и далее в направлении на север продолжает уменьшаться.

Разнос осадочного материала осуществляется не только течениями, но и припайными льдами, в которые вмерзают рыхлые отложения, развитые в прибрежной мелководной зоне. Органический материал в осадки поступает как в виде органического вещества, выносимого реками, так и за счет жизнедеятельности растительного и животного мира в самом бассейне.

Условия осадконакопления в море

Условия осадкообразования в море Лаптевых более однообразны по сравнению с морями западного сектора Арктики. Несколько более широко развиты аллювиально-морские отложения, отмечаемые в Хатангском, Оленекском и Янском заливах, а также в дельте р. Лены. Значительное количество взвешенного материала, перерабатываемого морем, при осаждении образует различные типы донных осадков, быстро сменяющих друг друга.

Основная площадь дна моря покрыта морскими осадками различного гранулометрического состава, определяемого гидродинамической активностью водных масс.

Зона преимущественного размыва и перемыва морских осадков прослеживается вдоль северо-восточного побережья Таймыра и в северной части Янского залива. К востоку от затопленной долины р. Хатанги зона преимущественного размыва располагается в меридиональном направлении от материка до 76° с. ш. Существование ее здесь объясняется повышенной активностью придонных течений, создаваемых потоками вод рек Хатанги, Анабара, Оленека.

Под воздействием волнений и ветровых течений происходит интенсивный размыв и перемыв осадков в районе мелководных банок, расположенных к северу от дельты р. Лены. Характерным для этой зоны является наличие здесь песчаных осадков с содержанием фракции песка до 80%.

Наибольшим развитием на дне моря Лаптевых пользуется *зона преимущественной аккумуляции донных осадков разной зернистости*. Активность придонных водных масс здесь такова, что значительная часть осадочного материала выносится в более глубоководные участки моря и только некоторая часть материала, главным образом алевритовой размерности, переходит в осадок. Здесь формируются алевритоглинистые осадки с содержанием пелитовой фракции до 50—60% и алевритовой до 40—45%.

Более благоприятны условия для осадконакопления на дне затопленных древних долин рек и в северной, наиболее глубокой части моря. Отсюда выносятся только часть тонкодисперсного материала, основное же количество взвешенных в воде частиц переходит в осадок. На таких участках существуют условия устойчивой аккумуляции алевритового и глинистого материала. Глинистые осадки содержат пелитовой фракции до 78%.

В отличие от других арктических морей в донных осадках моря Лаптевых отмечается весьма незначительное количество крупнообломочного материала ледового разноса, что, очевидно, связано с таянием берегового припая непосредственно на месте.

Петрографический и минеральный состав осадков

Крупнообломочный материал, находящийся в осадках в незначительном количестве, встречается главным образом в прибрежных районах и имеет преимущественно тот же петрографический состав, что и породы, развитые на прилегающей суше. Гравий и галька, разносимые по акватории моря припайными льдами, также доставляют материал местного происхождения.

Основными порообразующими минералами алевритовых осадков, наиболее широко распространенных в море Лаптевых, являются кварц и полевые шпаты, в резко подчиненном количестве присутствуют слюды и обломки пород, в единичных зернах иногда встречаются каль-

цит, цеолиты, лептохлориты и опал. Содержание кварца в алевритовой фракции осадков колеблется от 40 до 57% и лишь в редких случаях уменьшается до 25%. Количество полевого шпата варьирует от 18—21 до 69%. Кварц как наиболее устойчивый минерал концентрируется в осадках мористой части бассейна и на мелководных участках с повышенной активностью водных масс, т. е. в районах банок и в проливах. Полевые шпаты преобладают в приустьевых частях рек и вдоль побережья. В осадках приустьевой части р. Лены отмечено повышенное содержание кислых плагиоклазов, а в осадках прибрежной зоны Новосибирских островов — калиевых полевых шпатов, что связано с минеральным составом пород, слагающих области питания.

Минеральный состав тяжелой фракции весьма разнообразный, здесь в отдельных пробах насчитывается до 20 минералов. Однако преобладающими являются пироксены, амфиболы, эпидот, черные рудные (ильменит и магнетит) и гранаты. Распределение этих минералов в осадках связано с литологическим и петрографическим составом пород питающих провинций. Пироксены, представленные преимущественно авгитом и диопсидом, в количестве 30—50% содержатся в осадках, расположенных в районе влияния речного стока рек Хатанги и Анабара, а также вдоль побережья Таймыра. Повышенное содержание амфиболов в осадках наблюдается в восточной части моря, куда терригенный материал поступает с материковым стоком рек Лены, Яны и Оленека. Содержание амфиболов, представленных в основном обыкновенной роговой обманкой, в тяжелой фракции осадков этой части моря колеблется от 25 до 40%, в то время как в осадках западной части моря количество их не превышает 7,5%. Минералы группы эпидота—цоизита содержатся в количестве 10—20%. По сравнению с пироксенами и амфиболами они распространены в осадках более равномерно. Черные рудные минералы — магнетит и ильменит, имеющие большой удельный вес, концентрируются вблизи областей сноса, отражая положение береговой линии материка и островов, а также на участках высокой активности вод, где происходит естественное шлихование. Гранаты являются наиболее устойчивыми минералами и в осадках моря Лаптевых встречаются повсеместно. Обычно они составляют 4—9% тяжелой фракции, количество их уменьшается в западной части моря в отдельных пробах до 1,3% и возрастает в осадках восточной части моря до 11,2%.

В тонкодисперсной части осадков преобладают гидрослюды, в большом количестве содержатся тонкодисперсный кварц и гидроокислы железа. В приустьевых участках рек в виде примеси отмечается каолинит.

Распределение в осадках основных химических компонентов

Химический состав осадков моря Лаптевых обуславливается их гранулометрическим составом, рельефом дна и гидрологическим режимом. Направление химических процессов в осадках определяется особенностями газового и солевого состава вод моря. Характерным для вод моря Лаптевых является их ненасыщенность карбонатом кальция и кремнием, а также кислородом (80—90%); в то же время низкая температура воды способствует накоплению свободной углекислоты, что отражается на ходе окислительно-восстановительных процессов в осадках.

Как уже отмечалось, речные воды выносят в море огромную массу как взвешенных (21,8 млн. т), так и растворенных (67,4 млн. т) ве-

ществ. При взаимодействии речных вод с морскими часть растворенных веществ переходит в осадки. Речные воды обуславливают также повышение температуры воды летом, увеличивая мощность деятельного слоя моря и создавая тем самым благоприятные условия для интенсивного развития фитопланктона и диатомовых водорослей. Однако большую часть года поверхность моря покрыта льдом, когда при отсутствии света, недостатка кислорода и низких значениях рН химические процессы идут замедленно. В этот период растворенные вещества почти не выпадают в осадок. Материал, поступающий во взвесах, подвергается лишь слабой переработке и захороняется в осадках в мало измененном виде.

Большое влияние на интенсивность химических процессов оказывают атлантические воды, проникающие в море по глубоководным желобам и подводным долинам. Эти воды имеют высокую соленость и повышенные значения рН, что способствует осаждению железа и марганца из морской воды.

Накопление железа в осадках моря Лаптевых происходит неравномерно. В осадках западной части моря содержание железа находится в пределах 2,83—2,87%, увеличиваясь до 3,68—4,93% в осадках Хатангского залива. В осадках восточной части моря содержание железа составляет до 4,02—4,80%, что связано с влиянием вод р. Лены, выносящих большое количество железа как в растворенном, так и во взвешенном состоянии. Минимальное количество железа 1,16—1,95 наблюдается в крупнозернистых осадках, расположенных на отмелях, банках и в проливах Санникова и Дмитрия Лаптева. Наибольшее количество железа, до 8,0%, фиксируется в осадках северной части моря в слабозелезистых глинистых осадках глубоководного желоба.

На большей площади дна моря Лаптевых накопление марганца в осадках почти не происходит. Содержание его здесь не превышает 0,1%, за исключением отдельных участков, где количество марганца увеличивается до 0,5%. Такие участки расположены в губе Буорхья (0,11—0,13%), в районах дельт Лены (0,8), Яны (0,18—0,45%). Некоторое увеличение содержания марганца здесь связано с влиянием речных вод.

Наиболее значительная концентрация марганца в осадках происходит в северной части моря в области глубоководного желоба, где содержание этого компонента увеличивается до 2,0%, что объясняется влиянием атлантических вод.

Накопления карбонатов кальция и магния в осадках моря не происходит, несмотря на то что реки ежегодно выносят в море Лаптевых 31,8 млн. т бикарбонатов. Это объясняется насыщенностью вод карбонатом кальция. Кроме того, имеющаяся в придонных водах свободная углекислота не способствует осаждению карбонатов кальция в осадок. На большей части дна моря содержание CaCO_3 в осадках колеблется в пределах 1,0—2,0%. В осадках глубоководного желоба в северной части моря оно увеличивается до 2,48—2,67%, а у о. Бегичева до 4,3%. Осадки моря Лаптевых относятся к типу бескарбонатных.

Содержание растворимой кремнекислоты в осадках тесно связано с развитием микроорганизмов, имеющих опаловый скелет (радиолярии, диатомовые водоросли), а также с приносом кремнекислоты материковым стоком. Несмотря на то что летом в период цветения фитопланктона в водах в составе взвеси отмечается масса диатомовых водорослей, существенной концентрации аутигенной кремнекислоты в осадках не происходит; арктические воды не насыщены

кремнием, и скелеты диатомовых водорослей после отмирания растворяются, не доходя до дна. Содержание кремнекислоты в осадках составляет 1,10—1,85%.

Рассеянное органическое вещество поступает в море главным образом с речным стоком, и поэтому концентрация органического углерода в количестве 2,0—3,0% происходит в осадках, расположенных в восточной части моря, подверженной влиянию вод рек Яны и Лены. Наибольшее содержание органического вещества встречено в осадках губы Буорхая, что объясняется влиянием ленских вод и устойчивой аккумуляцией глинистых осадков. В глубоководной части моря, в районе Новосибирских проливов, и на мелководных участках моря с повышенной активностью вод содержание органического углерода не превышает 1,0—2,0%.

Видовой состав и распределение раковин моллюсков и фораминифер в осадках

Распределение двустворчатых моллюсков в море Лаптевых имеет хорошо выраженный зональный характер, обусловленный поступлением пресных вод с юга и океанических — с севера.

В прибрежном районе, где глубины не превышают 30—40 м, развита высокоарктическая фауна с преобладанием эвригалинных и солоноватоводных форм. К массовым формам относятся: *Portlandia arctica siligua* (Reeve), *P. arctica* (Gray) *arctica*, *Astarte borealis placenta* Mörch, *A. montagui fabula* Reeve. В состав фауны входят также два эндемичных вида — *Astarte sibirica* Derjugin и *Lyonsia arenosa* (Möller). В предустьевых пространствах широко распространено солоноватоводное сообщество *Portlandia aestuariorum* Mossewitch—*Cyrtodaria kurriana* Dunker. В открытой, северной зоне моря обитают арктические и высокоарктические формы. Здесь встречаются виды, обычно обитающие при нормальной океанической солёности: *Astarte acuticostata* Jeffr. et Friele, *Propeamussium groenlandicus major* Collin, *Macoma moesta* (Deshayes), *M. torelli* Jensen, *M. loveni* Jensen.

Массовыми формами во всем районе являются: *Macoma calcarea* (Chemnitz), *Portlandia arctica siligua* (Reeve), *Astarte borealis placenta* Mörch, *A. montagui fabula* Reeve. Значительную роль в составе фауны играют также арктические циркумполярные виды. По сравнению с Карским морем фауна двустворчатых моллюсков в море Лаптевых несколько обеднена. Некоторое уменьшение количества видов в мелководной открытой части моря обусловлено пониженной солёностью.

Фауна фораминифер моря Лаптевых довольно однообразна. Для мелководной прибрежной зоны характерны виды, способные выдерживать значительное опреснение — *Reophax curtus* Cushman, *Ammotium inflatum* (Stschedrina), *Spiroplectammina biformis* (Parker et Jones), *eggerella advena* (Cushman). Опресняющее действие речных вод сказывается почти повсеместно. Центральные и северные участки моря, характеризующиеся смешанным составом фауны, испытывают одновременно влияние вод материкового стока и вод открытого моря. Руководящими формами здесь являются: *Elphidium clavatum* Cushman, *E. orbiculare* (Brady), *E. goësi* Stschedrina, *Cassidulina islandica* Norvang, *Buccella frigida* (Cushman). Появление типичных морских видов указывает на возрастающее влияние вод открытого моря.

В целом состав фораминифер является обычным для соответствующих условий обитания в арктических шельфовых морях. Исключение составляют абиссально-батиальные виды, встреченные на малых глубинах, которые представлены *Eponides tenerus* (Brady) и *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg). Находки этих фораминифер свидетельствуют о проникновении вод атлантического происхождения по подводным долинам на мелководье моря Лаптевых.

Стратификация и мощность осадков

Море Лаптевых относится полностью к мелководной зоне, расположенной в пределах материковой отмели до глубины 100 м. В строении ее осадков отмечается большое разнообразие. Среди донных отложений выделяются современные осадки и верхнечетвертичные отложения.

Наибольшим разнообразием гранулометрического состава отличается верхний слой — современные осадки, что обусловлено различными гидродинамическими условиями их накопления.

В прибрежной полосе, в зоне активного воздействия водных масс, на мелководьях и банках аккумулируются песчаные осадки. В северной части моря, где придонные течения невелики, на дне залегают глинистые осадки. Цвет осадков преимущественно коричневый с различными оттенками. Почти повсеместно в прибрежной полосе моря до глубин 10—20 м мощность верхнего слоя колеблется в пределах 1—2, реже 4—8 см.

В западной части моря на глубинах от 20 до 50 м на обширных пространствах водоразделов подводных речных долин (реки Хатанга, Оленек, Анабар) мощность верхнего слоя колеблется от 30 до 50, реже до 70 см.

В восточной части моря на глубинах до 50 м на водоразделах подводных долин рек Лены и Яны мощность верхнего слоя колеблется в более широких пределах — от 10—20 до 50—70 см, иногда достигает 102—120 см (к западу от о. Бельковского).

В северной части моря, до края материковой отмели, мощность верхнего слоя составляет 30—50 см, реже достигает 80—150 см. Мощность современных осадков в районе подводных долин — на участках устойчивой аккумуляции установлена лишь в отдельных местах. В северной части долин она равна 80, 180, 240, а на некоторых станциях неопределена, так как грунтовые трубки не достигли подошвы.

Под слоем современных осадков залегают очень плотные глины и суглинки темно-серой окраски, вероятно, голоцен-плейстоценового возраста. Мощность этих отложений неизвестна, так как грунтовые трубки захватывают лишь самый верх этого слоя.

Современные осадки от досовременных отличаются не только визуально, но и по химическому составу. Как правило, современные осадки имеют повышенную влажность (50—60%), незначительную плотность, повышенное содержание железа, марганца и органического вещества. Досовременные отложения, обычно плотные, пониженной влажности (20—30%), обеднены соединениями железа, марганца и органического вещества. Скорость накопления осадков в западной части моря колеблется от 3—5 до 70 см в 1000 лет (с учетом натуральной влажности), а в восточной 2—5, реже 10—12 см в 1000 лет. В районах подводных речных долин скорость накопления увеличивается до 8—24 см в 1000 лет, а на отдельных участках более 25—28 см в 1000 лет.

Скорость накопления донных осадков, приводимая В. Н. Саксом (1952) и равная 3 см в 1000 лет, в общем не расходится с нашими дан-

ными. Несколько повышенные значения скорости определены А. П. Бурдыкиной (80 см в 1000 лет). Однако эта скорость предполагается для приустьевых пространств рек Лены, где пробы грунта нами не исследовались. Столь большая скорость накопления осадков вполне возможна, так как в приустьевых участках осаждается огромная масса взвешенных веществ.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ И ЧУКОТСКОЕ МОРЯ

Условия питания моря осадочным материалом

Восточно-Сибирское и Чукотское моря расположены в пределах материковой отмели, ограничиваясь с севера бровкой материкового склона, проходящей по глубинам 80—120 м. Дно морей представляет собой пологоволнистую, местами почти плоскую равнину, слабо наклоненную к северу.

Питание морей осадочным материалом идет за счет разрушения берегов материка и островов и размыва отдельных участков дна, а также речных выносов. Поступающий в моря материал разносится по всей акватории под действием течений и волнений, а также плавающими льдами.

На основании изучения геологического строения и литолого-петрографического состава пород областей сноса для Восточно-Сибирского и Чукотского морей выделяются две основные области питания, граница между которыми проходит по р. Колыме. В западную область входят Приморская низменность и Новосибирские острова, сложенные в основном рыхлыми мерзлыми четвертичными отложениями. Берега здесь низкие, быстро разрушающиеся под действием термоабразии, что способствует поступлению в море большого количества песчано-алевритового и глинистого материала. Реки же выносят в основном глинистый материал.

Минеральный состав сносимого материала весьма однообразен. Основными пороодообразующими минералами являются кварц и полевые шпаты, а из глинистых минералов — гидрослюды. Среди акцессорных минералов преобладают амфиболы и минералы группы эпидота-цоизита. В меньшем количестве встречаются черные рудные минералы, пироксены, циркон, сфен, гранаты.

В геологическом строении восточной области питания принимают участие различные магматические и метаморфические породы мезозойского и палеозойского возраста. Морские берега на значительном протяжении скалистые, образуют отвесные обрывы различной высоты, часто обрамляющиеся аккумулятивными отложениями. При разрушении берегов в море поступает разнообразный по размеру (от грубообломочного до глинистого) и минеральному составу материал. Среди пороодообразующих минералов преобладают кварц и полевые шпаты. Глинистые минералы представлены гидрослюдой с примесью каолинита. В тяжелой фракции преобладают моноклинные пироксены, эпидот и черные рудные минералы; в меньшем количестве присутствуют амфиболы. Титанистые минералы, циркон, гранаты и другие минералы имеют подчиненное значение.

Значительное количество взвешенного и растворенного материала поступает в море за счет выноса его речными водами. Такие реки, как Индигирка, Колыма и Алазея, выносят в море (по данным А. П. Бурдыкиной) более 25 млн. т взвешенных частиц, однако основная масса песчаных и алевритовых зерен оседает в приустьевых участках, а в открытое море попадают преимущественно глинистые частицы.

Осаждение растворенных веществ в пределах описываемых морей не отличается интенсивностью, и основное их количество, поступающее из областей сноса, выносятся в океан. Сравнительно благоприятные условия для осаждения растворенных веществ создаются в районах распространения теплых водных масс атлантического беринговоморского происхождения. В области слияния их с холодными арктическими водами происходит выпадение из раствора некоторых элементов, в первую очередь железа и марганца.

Условия осадконакопления в морях

В пределах Восточно-Сибирского и Чукотского морей выделяются аллювиально-морские и морские генетические типы осадков. Первые распространены главным образом в непосредственной близости от устьев рек, а также в Чаунской и Колочинской губах. Здесь выносимый реками осадочный материал перерабатывается морем и при осаждении на дно дает весьма пеструю картину своего распространения. Гранулометрический состав аллювиально-морских отложений весьма разнообразен.

Состав морских отложений, находящийся в прямой зависимости от рельефа дна и гидрологического режима морей, весьма однообразен в западной части Восточно-Сибирского моря и сравнительно пестрый в восточной, а также в Чукотском море.

Дно западной части Восточно-Сибирского моря, представляющее собой мелководную почти идеальную равнину, имеющую незначительный уклон в северо-восточном направлении и подвергающуюся интенсивному волновому воздействию, представляет собой почти повсеместно *зону преимущественной аккумуляции современных донных отложений*. Энергия волн и ветровых течений здесь такова, что позволяет алевритовым зернам и некоторой части глинистых частиц выпадать в осадок, а тонкодисперсным частицам сноситься с шельфа в глубоководные части океана. Преобладают здесь глинистые алевриты.

В непосредственной близости от берегов энергия волн, по причине мелководности моря, невелика, что является причиной отсутствия зоны преимущественного размыва и перемыва донных отложений. Условия для наличия этой зоны существуют только к северу и к востоку от Новосибирских островов, где она занимает небольшие участки дна, покрытые песчаными осадками.

Нарушающие общую равнинность дна затопленные долины рек Индигирки и Колымы представляют собой *зоны устойчивой аккумуляции разномерных осадков*, а средняя часть долины Колымы — *зону устойчивой аккумуляции тонкодисперсных осадков*. Здесь развиты глинистые алевриты и алевритовые глины.

Зона устойчивой аккумуляции разномерных осадков располагается также на материковом склоне, тяготеющем к Восточно-Сибирскому морю.

Более разнообразные условия осадкообразования в восточной части Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Рельеф дна здесь более расчлененный, глубины моря с удалением от берегов быстро нарастают. Имеются значительно приподнятые участки дна. Вследствие этого волнение оказывает активное воздействие на более значительные площади мелководных участков дна, чем это имеет место в западной части Восточно-Сибирского моря. *Зона преимущественного размыва и перемыва донных отложений* располагается широкой полосой вдоль побережья материка, островов, а также на мелководных участках дна в районе банки Геральд. Здесь, а также в Беринговом проливе на ряде участков

размываются не только четвертичные отложения, но и скальные породы мезозойского возраста. Донные отложения на таких участках представлены разнозернистыми песками, а также галькой и гравием.

С увеличением глубин моря на смену зоне преимущественного размыва и перебива донных отложений приходит зона *преимущественной аккумуляции осадков*, которая характеризуется выносом тонкодисперсных частиц и осаждением алевритовых.

В глубоких частях морей находится зона *устойчивой аккумуляции осадков разной зернистости* (главным образом, алевритовых и глинистых), сменяющаяся на ряде участков зоной *устойчивой аккумуляции тонкодисперсных осадков*, наибольшее развитие которых отмечается на внешних частях шельфа и на материковом склоне.

Характерной особенностью осадков является наличие в их составе грубообломочного материала ледового разноса, который отмечается почти повсеместно.

Петрографический и минеральный состав осадков

Петрографический состав крупнообломочного материала в настоящее время может быть охарактеризован только с качественной стороны, так как сведения о количественных соотношениях обломков различного состава отсутствуют.

Вдоль побережья Чукотского полуострова обломки пород представлены кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, реже кварцитами. У мыса Шелагского и в Беринговом проливе подняты обломки мелкокристаллического известняка, причем в первом случае доломитизированного. Из магматических пород здесь встречены кварцевые порфиры и гранодиориты. Крупнообломочный материал имеет, несомненно, местное происхождение и образовался за счет разрушения пород побережья.

Между островами Врангеля и Геральд, а также вокруг них обломочный материал состоит из пород, развитых на этих островах, и представлен мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми и глинистыми сланцами. В небольшом количестве встречаются гальки гранита и гранодиорита.

В составе обломков, собранных в районе Центральных банок, преобладают кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники с карбонатным цементом, алевролиты того же состава, реже — глинистые сланцы и кварциты. В виде единичных обломков встречены обломки гранита и кварцевого порфирита. На основании изучения петрографического состава обломков можно считать, что в данном районе происходит размыв осадочных, метаморфических и изверженных пород, аналогичных породам, слагающим о. Врангеля.

Минеральный состав осадков изучался во фракции 0,1—0,05 мм, состоящей из кластического материала, и во фракции менее 0,001 мм, представленной преимущественно глинистыми минералами. Во всех типах осадков Восточно-Сибирского и Чукотского морей породообразующими минералами являются кварц и полевые шпаты. Карбонаты, слюды и другие минералы присутствуют в подчиненном количестве. Кварц, как правило, составляет 40—50% фракции, полевые шпаты 30—40%, причем среди последних преобладают калиевые полевые шпаты. Плагиоклазы составляют 3—5%, в отдельных пробах 8—10%. Окатанность минеральных зерен увеличивается с удалением от областей питания. Одновременно наблюдается увеличение пелитизации полевых шпатов. Содержание слюд не превышает 5%. Представлены они мусковитом и биотитом, встречается также хлорит, имеющий обычно свежий облик

и лишь иногда образующий рыхлые слюдястые агрегаты. Из карбонатов встречен кальцит. Его содержание в осадках Восточно-Сибирского моря невелико и редко превышает 1%. В Чукотском море содержание кальцита достигает 10%, что объясняется наличием известняков в областях сноса. В составе легкой фракции наблюдаются единичные зерна глауконита, вивианита, вулканического стекла, опала, скаполита, лептохлорита и цеолитов.

Процент выхода тяжелой фракции осадков составляет 1—3%. Повышенное содержание тяжелой фракции (до 7—11%) наблюдается у берегов материка и островов. Тяжелая фракция характеризуется полимиктовым составом. В среднем в пробе насчитывается 25—30 минералов. Всего в осадках Восточно-Сибирского и Чукотского морей встречено 47 минералов, однако не все они имеют одинаковое значение. Многие из них содержатся в незначительном количестве. Преобладающими минералами тяжелой фракции являются пироксены, амфиболы, минералы группы эпидота — цоизита, черные рудные минералы, а также гранат и циркон.

Среди черных рудных минералов преобладает магнетит и в меньшей степени ильменит. Наиболее высокие концентрации черных рудных минералов наблюдаются в непосредственной близости от источников сноса. Здесь их содержание в тяжелой фракции составляет 20—30%, увеличиваясь иногда до 50%. Осадки с повышенным содержанием черных рудных минералов располагаются вокруг Новосибирского архипелага и Медвежьих островов, вдоль побережья Чукотки от устья р. Колымы до Берингова пролива, у островов Врангеля и Геральда и в районе Централных банок. В остальных районах содержание этих минералов в осадках не превышает 10—20%.

Содержание пироксенов в тяжелой фракции колеблется от 5,2 до 35%. Представлены они моноклинными и ромбическими разностями. Среди первых преобладает авгит, в меньшем количестве встречается диопсид и в единичных зернах — эгирин, титано-авгит и эгирин-авгит. Из ромбических пироксенов встречены гиперстен и энстатит. Наиболее высокое содержание пироксенов наблюдается в осадках Чукотского и восточной части Восточно-Сибирского морей, где они преобладают над амфиболами. В западной же части Восточно-Сибирского моря, наоборот, количество амфиболов выше, чем пироксенов.

Амфиболы в осадках представлены обыкновенной роговой обманкой, в меньшей степени базальтической и щелочной роговой обманкой, а также минералами группы актинолита — тремолита и ромбическим амфиболом. Количество амфиболов в западной части Восточно-Сибирского моря составляет 20—30% тяжелой фракции. В остальных районах морей — 5—20%.

Минералы группы эпидота — цоизита представлены в основном эпидотом, в меньшей степени цоизитом и единичными зернами клиноцоизита и ортита. Содержание их в тяжелой фракции 10—30%, причем наибольшая их концентрация (20—30%) наблюдается в южных частях морей. В целом же минералы группы эпидота — цоизита в отличие от черных рудных минералов, пироксенов и амфиболов распространены в осадках более равномерно.

Гранаты, циркон и титанистые минералы содержатся в количествах, не превышающих 10% тяжелой фракции, причем максимальные концентрации наблюдаются вблизи областей питания. Остальные минералы тяжелой фракции встречаются в единичных зернах.

Результаты анализа тонкодисперсной части осадков свидетельствуют о том, что существенных различий в ее минералогическом составе для различных участков моря нет. Основным глинистым минералом яв-

ляется гидрослюда. В виде примесей встречается каолинит. В осадках южной части Чукотского моря в большом количестве найдены остатки диатомовых водорослей. Кроме того, повсеместно в осадках присутствуют обломки зерен кластических минералов (кварца) и чешуйки слюд.

Распространение в осадках основных химических компонентов

Анализ химического состава осадков Восточно-Сибирского и Чукотского морей свидетельствует о весьма незначительной роли химического осаждения в общем процессе осадкообразования, доказательством чему служит очень большое количество нерастворимого осадка (74—94%). В солянокислую вытяжку переходят SiO_2 (0,72—4,85%), Al_2O_3 (0,78—3,76%), Fe_2O_3 (1,01—5,85%), MnO (до 1,6%) CaO (0,3—1,8%), MgO (0,3—2,1%), P_2O_5 (0,07—0,30%). Из приведенных данных видно, что распределение хемогенных компонентов в осадках весьма неравномерно.

Содержание железа в западной части Восточно-Сибирского моря и на мелководных участках Чукотского моря составляет 1—2%. Более глинистые осадки морей содержат железо в количестве 2—3%. Исключение составляют участки дна Чукотского моря, тяготеющие к материковому склону. Здесь в осадках отмечено наиболее высокое содержание железа (3—4%), что связано с более высокими температурами проникающих сюда вод атлантического происхождения, способствующих выпадению железа из раствора.

Аналогичную картину дает анализ содержания в осадках марганца, которое как правило, составляет 0,03—0,10%, уменьшаясь в осадках мелководий до 0,01—0,03%. Повышенное содержание марганца (до 1,25%) отмечено только в северной части Чукотского моря. Кроме того, железо и марганец образуют на дне морей железо-марганцевые конкреции, в которых содержание этих элементов составляет соответственно 25 и 11%. Наиболее часто конкреции встречаются к северу от о. Врангеля. На остальных участках дна моря они отмечаются эпизодически.

Количество карбонатов кальция не превышает 0,5—2,0%. Незначительное их содержание обуславливается низкой температурой морских вод и в связи с этим недонасыщенностью воды карбонатами, что не только не способствует их выпадению в осадок, но даже приводит к растворению обломков карбонатных пород. Некоторое повышение содержания карбонатов кальция (2—3%) отмечается в южной и северной частях Чукотского моря, что объясняется влиянием более теплых берингоморских и атлантических вод.

Содержание аутигенной кремнекислоты в осадках морей тесно связано с наличием диатомовых водорослей *Coscinodiscus*, основная масса которых приносится берингоморским течением. Поэтому наиболее высокое ее содержание (5—9,5%) наблюдается в южной части Чукотского моря. По мере удаления от Берингова пролива содержание аутигенной кремнекислоты уменьшается и в осадках западной части Восточно-Сибирского моря измеряется десятками долями процента.

Количество органического углерода в осадках Восточно-Сибирского и Чукотского морей составляет 0,4—2,0%, причем изменения в его содержании зависят от гидрологического режима бассейна и гранулометрического состава осадков. Наиболее высокие концентрации органического углерода (1,5—2,0%) фиксируются в глинистых осадках Чукотского моря и затопленной долины р. Колымы, т. е. в районах, находящихся в зоне влияния теплого берингомор-

ского течения. В остальных районах морей содержание органического углерода составляет 1,0—1,5%, за исключением площадей развития песчаных осадков, где его количество не превышает 1,0%.

Видовой состав и распределение раковин моллюсков и фораминифер в осадках

Двустворчатые моллюски Восточно-Сибирского и Чукотского морей представлены преимущественно арктическими видами и в значительно меньшей степени сублиторальными формами атлантического и тихоокеанского происхождения.

В прибрежном районе Восточно-Сибирского моря массовыми формами моллюсков являются арктические мелководные виды со значительной примесью эвригалинных видов. Встречены *Nucula tenuis inflata* Hancock, *Astarte borealis placenta* Mörgch, *Portlandia arctica siligua* (Reeve), *P. aestuariorum* Mossewitch. По мере удаления от районов влияния речных вод число морских форм, а также их обилие увеличиваются. Обнаружены *Saxicava arctica* (Linne), *Macoma moesta* (Deshayes), *Ioldiella lenticula* (Möller), *I. fraterna* (Ver. et Bush.), *I. intermedia* (M. Sars), *Cardium ciliatum* Fabricius.

Наиболее разнообразна фауна Новосибирского мелководья. Здесь обитают типично морские и эвригалинные, североатлантические и северотихоокеанские виды. Представителями эвригалинной высокоарктической фауны являются *Portlandia arctica siligua* (Reeve), *Astarte montagui fabula* Reeve, *Lyonsia arenosa sibirica* Leche. Из чисто морской группы форм найдены *Bathycara glacialis* (Gray), *Propeamusium groenlandicus major* Collin, *Lima hyperborea* (Jensen), *Astarte acuticostata* Jeffr. et Friele.

Фауна Чукотского моря по своему происхождению и зоогеографическому составу носит двояственный характер. В западной его половине и у берегов Чукотки преобладают арктический и высокоарктический комплексы. Массовыми формами являются *Nucula tenuis inflata* Hancock, *Yoldia limatula hyperborea* (Lovén) Torell, *Astarte borealis placenta* Mörgch, *Macoma calcarea* (Chemn.), *Portlandia arctica* (Gray). В восточной и южной частях моря наряду с арктическими видами большое значение приобретают северотихоокеанские виды. К массовым формам относятся *Macoma calcarea* (Chemn.), *Astarte borealis* (Chemnitz), *Saxicava arctica* (Linne), *Mya truncata* Linne, *Liocyma fluctuosa* (Gould), *Venericardia crebricostata* (Krause), *V. paucicostata* (Krause), *Yoldia myalis* (Couthouy). Фауна центральной части моря весьма разнообразна и носит смешанный характер. Массовыми формами являются *Nucula tenuis inflata* Hancock, *Astarte borealis placenta* Mörgch, *Macoma calcarea* (Chemn.), *M. moesta* (Deshayes). Здесь же проходит граница распространения ряда более тепловодных нижеарктических форм северотихоокеанского происхождения: *Pecten beringianus* (Middendorff), *Leda radiata radiata* (Krause), *Yoldia limatula* (Say). В северной части моря встречаются виды атлантического происхождения: *Yoldiella lenticula* (Möller) и *Y. fraterna* (Ver. et Bush.). В целом фауна двустворчатых моллюсков Чукотского моря находится под значительным влиянием вод Берингова моря; виды северотихоокеанского происхождения составляют около 30% обитающих в нем видов.

Несмотря на относительно небольшое количество видов, двустворчатые моллюски в Восточно-Сибирском и Чукотском морях характе-

ризируются высокой численностью и биомассой. Основной областью обитания их является литораль и верхняя сублитораль моря.

Видовой состав фораминифер мелководной зоны Восточно-Сибирского и Чукотского морей является обычным для сублиторали северных морей. В фауне фораминифер преобладают агглютинированные формы, наиболее типичными из них являются *Ammotium inflatum* (Stschedrina), *Spiroplectamina biformis* (Parker et Jones), *Eggerella advena* (Cushman), *Trochammina rotaliformis* (Wright). По направлению к северу, с увеличением глубин, число видов возрастает. Это объясняется возрастающим влиянием океанических вод, а следовательно, повышением солености, что благоприятно сказывается на развитии микрофауны. Руководящими формами являются *Reophax scorpiurus* Montfort, *Trochammina karica* Stschedrina, *Elphidium clavatum* Cushman, *E. goësi* Stschedrina, *E. orbiculare* (Brady), *Buccella frigida* (Cushman), *Cassidulina islandica* Norvang, *C. norcrossi* Cushman. Наиболее богатая и разнообразная фауна фораминифер обнаружена на глубинах свыше 100 м. Она характеризуется значительным числом абиссально-батиальных видов: *Reophax arctica* Brady, *R. guttifer* Brady, *Haplophragmoides subglobosum arcticum* Stschedrina, *Adercotryma glomeratum* (Brady), *Trochammina globigeriniformis* (Parker et Jones), *Melonis zaandamae* (Voorthuysen), *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg).

Видовой состав фораминифер в целом определяется местными типично арктическими условиями и воздействием вод атлантического и тихоокеанского происхождения. По своему экологическому характеру встреченные виды принадлежат трем основным группам Арктического бассейна: сублиторальной, элиторальной и абиссально-батиальной, условно отнесенным З. Г. Щедриной к «арктическому» и «атлантическому» комплексам. Виды первого комплекса составляют основу фауны фораминифер арктических морей. Распределение видов «атлантического» комплекса связано с проникновением трансформированных атлантических вод на арктический шельф.

Стратификация и мощность осадков

Строение и состав современных осадков характеризуются большим однообразием разреза, отсутствием какой-либо слоистости, что говорит о том, что геолого-географические условия в период их формирования существенно не менялись. Полностью вскрыть разрез современных осадков в Восточно-Сибирском и Чукотском морях удалось только на отдельных участках дна, там, где их мощность не превышает 0,2—0,5 м. Такими участками являются южная часть Восточно-Сибирского моря (от Новосибирских островов до древней долины р. Колымы), пролив Де-Лонга и северо-западная часть мелководья о. Врангеля.

Подшова современных осадков здесь прослеживается очень отчетливо, так как подстилающие их верхнечетвертичные алевроитово-глинистые отложения отличаются весьма высокой плотностью и незначительной влажностью. Цвет их серый и темно-серый. Характерно для них почти полное отсутствие органических веществ. Происхождение вскрытых верхнечетвертичных отложений морское. Они имеют явные признаки диагенетических изменений, которым могли подвергнуться только в субаэральных условиях.

О возможной мощности современных осадков в других частях морей можно судить только по погружению грунтовых трубок и длине полученных колонок.

Наибольшую мощность современные осадки, очевидно, имеют в центральной и северной частях Чукотского моря, где она превышает 1,5 м. В остальных районах морей мощность современных осадков, по всей вероятности, не превышает 1 м.

В настоящее время данные о стратификации осадков северных, более глубоких частей морей отсутствуют. Весьма вероятно, что к северу от предполагаемой затопленной береговой линии, проходящей на глубинах порядка 80 м, стратификация их более сложная, аналогичная стратификации отложений северных участков морей Карского и Лаптевых.

АРКТИЧЕСКИЙ БАССЕЙН

Условия питания бассейна осадочным материалом

Рассматриваемая часть Арктического бассейна характеризуется сложным рельефом дна и своеобразием стратификации водных масс.

Питание осадочным материалом этой части бассейна происходит главным образом за счет материала, приносимого с Евро-Азиатского материка. Поступление материала, из которого в дальнейшем формируется осадок, происходит как во взвешенном, так и в растворенном виде. Как уже указывалось выше, основная масса взвешенного материала, выносимая с материковым стоком и образующаяся при разрушении берегов, оседает в пределах арктических морей и лишь пелитовый и мелкоалевритовый материал выносится в океан во взвесах и придонными течениями, формируя терригенный тип осадков. Основная часть растворимых веществ выносится за пределы арктических морей в Северный Ледовитый океан, однако и здесь нет благоприятных условий для выпадения их в осадок. При коагуляции вещества и осаждении взвесей некоторое количество железа и марганца переходит в осадок, в результате чего формируются слабжелезистые или слабомарганцовистые осадки. Карбонаты в этом районе бассейна в осадок почти не выпадают, а содержание микроэлементов близко к кларковым. Минеральный состав осадков в общем отражает геологическое строение островов и побережья, что выражается в преобладании отдельных минералов в осадках различных районов бассейна.

Условия осадконакопления в бассейне

Дно Арктического бассейна покрыто сплошным чехлом современных морских осадков. По условиям осадконакопления здесь выделяются две зоны: зона устойчивой аккумуляции осадков различной зернистости и зона устойчивой аккумуляции тонкодисперсных осадков.

К *зоне устойчивой аккумуляции осадков различной зернистости* относятся материковый склон и хребет Ломоносова. Эта зона характеризуется спокойной гидродинамической обстановкой, которая местами нарушается придонными течениями и суспензионными потоками.

Терригенный материал, выносимый в пределы Арктического бассейна, оседает в спокойной водной среде и затем несколько перерабатывается придонными течениями, а местами переносится суспензионными потоками. В этой же зоне происходит осаждение железа и марганца. Здесь формируются преимущественно алевритово-глинистые слабомарганцовистые осадки коричневой и темно-коричневой окраски. Характерным для них является почти равное содержание пелитовой и алевритовой фракций. Пелитовая фракция составляет 42—52% и лишь в некоторых пробах достигает 57%. Количество алевритовой фракции

равно 34—48%, но нигде не превышает 50%. Содержание песчаной фракции колеблется от 2,5 до 4,8%, редко увеличиваясь до 12%. Сортировка этих осадков средняя.

Зона устойчивой аккумуляции тонкодисперсных осадков охватывает глубоководные океанические котловины Нансена, Амундсена и Толля. Эта зона отличается спокойной гидродинамической обстановкой, в которой происходит непрерывная седиментация тонкодисперсных терригенных частиц и осаждение химических компонентов. Здесь формируются преимущественно глинистые осадки коричневой и темно-коричневой окраски с включением редкого гравия и небольшого количества североатлантической микрофауны фораминифер. Содержание пелитовой фракции в них достигает 70—80%, на отдельных участках несколько меньше — 52—68%. Количество алевритовой фракции колеблется в пределах от 10 до 36%, содержание песчаной фракции не превышает 6—7%. Глубоководные котловины Нансена и Амундсена являются областями устойчивой седиментации глинистых осадков. Сортировка этих осадков высокая. В котловине Толля также развиты глинистые осадки коричневой и темно-коричневой окраски. Включения гравия здесь встречаются чаще, иногда встречается галька. Соотношение отдельных фракций следующее: пелитовая фракция колеблется в пределах от 54 до 64%, алевритовая — от 36 до 44%, а песчаная фракция находится в пределах 1,2—4,5, реже до 7,0%. Сортировка этих осадков высокая. Столь высокое содержание глинистой фракции объясняется слабыми придонными течениями.

Петрографический и минеральный состав осадков

В пределах рассматриваемой части Арктического бассейна крупнообломочный материал был поднят на материковом склоне севернее архипелага Земли Франца-Иосифа и на материковом склоне Чукотского моря. По петрографическому составу основная масса гравия и гальки представлена породами местного происхождения, и только отдельные обломки пород, вероятно, принесены льдами из других районов Арктики. Вблизи берегов Земли Франца-Иосифа преобладают гальки базальтов, долеритов, кварцевых песчаников, реже роговиков, алевролитов и аргиллитов. К обломкам, занесенным из других районов, относятся гальки гранита и оолитового известняка. На Чукотском материковом склоне встречены обломки известняков, песчаников, алевролитов, в меньшем количестве диабазов, граносиенитов, плагиогнейсов и различных сланцев.

Песчано-алевритовая часть осадков в основном состоит из кварца, полевых шпатов и слюды. Минеральный состав тяжелой фракции более разнообразный; здесь в отдельных пробах встречено до 30 минералов, но повсеместно присутствуют лишь 10—12 минералов; из них на отдельных участках преобладают пироксены, амфиболы, эпидот и черные рудные минералы.

Пироксены имеют неравномерное распределение и в значительном количестве, от 20 до 50%, встречены в осадках, развитых на островном склоне Земли Франца-Иосифа и примыкающей части материкового склона, а также на материковом склоне Чукотского моря. Содержание пироксенов в количестве 10—20% отмечено в осадках котловины Нансена, восточной части Шпицбергенско-Североземельского склона и на отдельных участках Лаптево-Чукотского материкового склона. На остальной части акватории пироксены содержатся в количестве менее 10%.

Амфиболы представлены преимущественно обыкновенной роговой обманкой и распределены в осадках более равномерно. Максимальное содержание амфиболов 20—30% фиксируется в осадках, развитых в южной части котловины Амундсена и на хребте Ломоносова. Минимальное (до 10%) количество амфиболов отмечено в осадках, развитых вблизи Земли Франца-Иосифа и в восточной части Лаптево-Чукотского материкового склона. На остальной части акватории содержание амфиболов в осадках составляет от 10 до 20%.

Содержание минералов группы эпидота—цоизита в осадках колеблется в тех же пределах, что и амфибола, а районы максимального и минимального содержания их в основном совпадают с районами соответственного распространения амфиболов. В этой группе минералов преобладает эпидот, а цоизит и клиноцоизит присутствуют в незначительном количестве. Максимальное содержание эпидота — 20—30% — отмечено в осадках южной части котловины Амундсена, на хребте Ломоносова и частично в котловине Толля. Минимальное количество эпидота — (менее 10%) — содержится в осадках, развитых вблизи Земли Франца-Иосифа и южной части хребта Менделеева.

Черные рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом и содержатся в осадках этой части бассейна в количестве 9—17%, и только на одном участке материкового склона, примыкающем к Восточно-Сибирскому морю, содержание черных рудных минералов возрастает до 40%. Такие минералы, как турмалин, циркон, гранат, сфен, рутил, апатит и некоторые другие, присутствуют повсеместно в количествах, не превышающих 3—6%.

Пелитовая часть осадков состоит преимущественно из гидрослюды двух модификаций, слюды, тонкодисперсного кварца, в меньшем количестве встречаются полевые шпаты и в виде незначительной примеси — зерна каолинита.

Распределение в осадках основных химических компонентов

В осадках Арктического бассейна основными химическими компонентами являются железо, марганец, карбонат кальция, растворимая (аутигенная) кремнекислота и органическое вещество. В условиях постоянных низких температур (около -1°C) при солёности до 35‰, гидростатическом давлении, достигающем 300—400 атм, интенсивность и направление химических процессов иные, чем в южных морях. Так, например, интенсивность химических процессов в Арктическом бассейне в значительной мере связана с особенностями газового режима и солевого состава вод. По сравнению с водами Атлантического океана воды Арктического бассейна недонасыщены карбонатом кальция и кремнезёмом. Распределение химических компонентов в донных осадках определяется гидрологическим режимом бассейна, рельефом его дна и гранулометрическим составом осадков.

Основная масса железа в Арктический бассейн поступает с речным стоком в виде коллоидных и коллоидно-химических растворов и железо-органических соединений в составе взвесей. Гидроокиси железа, выносимые реками, частично оседают в зоне смешивания вод, имеющих различную солёность и температуру, частью транспортируются в глубоководные желоба и океанические котловины. Железо-органические соединения частично в виде коллоидов переходят в осадок за пределами зоны смешения морских вод, а частью захватываются фитопланктоном и затем попадают в осадок при его отмирании. Железо по-

ступает в осадок также в процессе гальмиролиза. Кроме того, выпадение в осадок реакционно-способного железа происходит и в виде тонкодисперсных частиц. По данным многочисленных анализов установлено, что в осадках южной части глубоководной котловины Амундсена происходит некоторая концентрация железа (до 5—10%), что дает основание относить эти осадки к слабожелезистым. Формирование слабожелезистых алевритово-глинистых осадков с аналогичным содержанием железа происходит также на южных склонах хребта Менделеева и местами на материковом склоне. На большей площади дна бассейна залегают безжелезистые осадки с содержанием железа менее 5%.

Марганец так же, как и железо, поступает в Арктический бассейн с речным стоком в виде коллоидных и коллоидно-химических растворов, гуминовых соединений и взвеси. Из морской воды в осадок марганец поступает различными путями. В составе взвеси марганец осаждается преимущественно в пределах шельфа, а из растворов выпадает в более глубоководной части бассейна. Накопление марганца подчиняется тем же закономерностям, что и железа, но соединения марганца более подвижны и весьма чувствительны к изменениям окислительно-восстановительной среды, поэтому расположение осадков с повышенной концентрацией марганца не всегда совпадают с участками развития осадков с повышенным содержанием железа. Слабомарганцовистые осадки, с содержанием марганца 0,2—3,0%, широко распространены в котловинах Нансена, Амундсена, на хребтах Ломоносова и Менделеева, а также повсеместно на материковом склоне.

Карбонаты кальция и магния выносятся в море с материка (речным стоком) как в твердом (обломки карбонатных пород), так и в растворенном виде. Источником карбоната кальция являются также раковины, у которых скелет построен из кальцита (фораминиферы, известковые водоросли и т. д.). Кроме того, известно химическое и биохимическое осаждение карбоната кальция. Имеющиеся данные позволили выделить слабоизвестковистые осадки (с количеством CaCO_3 от 10 до 20%) на южных склонах хребта Менделеева и частично в районе Лаптево-Чукотского материкового склона. Карбонат кальция в этих осадках встречается преимущественно в виде остатков раковин фораминифер и лишь некоторое количество возникло за счет обломков карбонатных пород.

В глубоководных котловинах и на большей части материкового склона залегают бескарбонатные осадки, где содержание этого компонента составляет менее 10%.

Весьма ограниченные площади распространения известковых и слабоизвестковых осадков на дне Арктического бассейна следует связывать с особенностью солевого состава вод.

Растворимая (аутигенная) кремнекислота обычно тесно связана с развитием микроорганизмов, имеющих опаловый скелет (радиолярии, диатомовые водоросли), частично она приносится в коллоидных растворах материковым стоком. Содержание растворимой кремнекислоты в осадках Арктического бассейна колеблется от 0,12 до 0,35% и лишь в отдельных случаях достигает 0,66%. Практически можно считать, что накопления этого компонента в донных осадках Арктического бассейна не происходит. Столь малое содержание растворимой кремнекислоты объясняется отсутствием в осадках сколько-нибудь заметного количества радиолярий и диатомовых водорослей. Эти микроорганизмы в пробах грунта встречаются в единичных экземплярах. В этом отношении исключение представляет небольшой участок дна в районе желоба Франц-Виктория, где содержание растворимой

кремнекислоты равно 7,64%. Изучение проб грунта под микроскопом показало присутствие в них большого количества игл губок, скелет которых состоит из кремнезема. Микроорганизмы с опаловым скелетом не получили широкого развития в Арктическом бассейне в связи с особенностями солевого состава вод бассейна: гидрохимическими исследованиями установлено, что воды бассейна не насыщены кремнием.

Органический углерод является важным реагентом процессов осадкообразования, так как его присутствие создает восстановительную среду. Накопление органического углерода происходит за счет материкового стока, а также за счет жизнедеятельности планктона и бентоса. Распределение органического углерода в осадках связано с их гранулометрическим составом и гидродинамической активностью водных масс. Для глинистых осадков глубоководных котловин Арктического бассейна характерно низкое (менее 0,5%) содержание органического углерода. В южной части котловины Нансена, Амундсена, на хребте Ломоносова, а также в районе материковых склонов арктических морей содержание органического углерода увеличивается до 1,0%. Более высокое количество органического углерода наблюдается в районе Шпицбергенско-Североземельского материкового склона, где оно достигает 1,5%.

Видовой состав и распределение фораминифер в осадках

Особенности глубоководной арктической фауны фораминифер, по данным З. Г. Щединой, состоят в следующем: 1) во всех осадках планктонные раковины преобладают над бентосными; 2) раковины планктона чрезвычайно малого размера; 3) среди планктонных фораминифер преобладают *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg). Таким образом, наиболее многочисленным видом фораминифер, встречающимся в осадках бассейна, является *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg). Второе место по частоте встречаемости и числу раковин занимают *Eponides tenerus* (Grady) и *Cibicides wuellerstorfi* (Schwager).

В поверхностном слое осадков глубоководных котловин Нансена и Амундсена фораминиферовое число колеблется от 184 до 600 в центральной части, увеличиваясь до 1800—2300 на глубинах менее 3000 м и до 5250 на материковом склоне. В области хребта Ломоносова фораминиферовое число колеблется от 1100 до 6100, на восточном склоне оно достигает 10380. На хребте Менделеева — 3720—8000, в котловине Макарова — 1070—3870, в центральной части Канадской котловины — 150—300, увеличиваясь до 1650 вблизи материкового склона. В районе материкового склона, примыкающего к Чукотскому морю, фораминиферовое число колеблется от 800 до 10000. Следовательно, в районах подводных хребтов Ломоносова и Менделеева и на материковом склоне Чукотского моря в осадках встречено наибольшее количество фораминифер. Наименьшее количество их содержит осадки глубоководных котловин Амундсена, Нансена и Канадской.

Содержание фораминифер изменяется и по вертикальному разрезу осадков. Изменения состоят в чередовании слоев осадков с обильными *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) со слоями, где они либо отсутствуют, либо встречаются в небольшом количестве. Присутствие большого количества фораминифер свидетельствует о широком доступе теплых атлантических вод, что соответствует периодам потепления климата. Отсутствие микрофауны в осадках говорит о сокращении доступа атлантических вод и общем похолодании климата.

Стратификация и мощность осадков

Детальное изучение колонок грунта, мощность которых в отдельных случаях достигает 300—350 см, позволило выяснить стратификацию осадков и скорость осадконакопления в рассматриваемой части Арктического бассейна. В результате детальных исследований выделен ряд горизонтов, формирование которых происходило в условиях то похолодания, то потепления климата. Горизонты, формировавшиеся в условиях потепления климата, когда теплые атлантические и тихоокеанские воды широким фронтом проникали в Северный Ледовитый океан, представлены коричневыми глинистыми осадками с включением раковин фораминифер, с повышенным содержанием железа, марганца и карбоната кальция. Горизонты периодов похолодания характеризуются серой и коричневато-серой окраской, глинисто-алевритовым и алевритовым составом осадков, незначительным содержанием железа, марганца, карбоната кальция и почти полным отсутствием фораминифер атлантического типа. Выделяются четыре горизонта, отлагавшиеся в условиях повсеместного похолодания климата, и четыре горизонта, формировавшиеся в теплые периоды. В работе Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной (1961) дано сопоставление всех этих горизонтов с горизонтами четвертичных отложений, выделенных в свое время В. Н. Саксом (1952).

В пределах рассматриваемой части Арктического бассейна современные осадки имеют сплошное распространение. Мощность их в зависимости от рельефа дна колеблется от нескольких сантиметров на поверхности и крутых склонах хребтов до 35—46 см на две котловин и до 56 см у подножия материкового склона и склонов хребтов. Скорость накопления глинистых осадков колеблется от 0,95 до 1,80 см, а алевритовых от 2,30 до 4,90 см в тысячу лет.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДКОВ НА ДНЕ ПОЛЯРНЫХ МОРЕЙ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Физико-географические условия осадконакопления в северных морях и прилегающей части Арктического бассейна имеют ряд особенностей, которые отражаются в облике формирующихся морских осадков. К таким особенностям относятся:

1) значительная расчлененность рельефа дна океана, разнообразная крутизна материкового склона, различная амплитуда колебательных движений отдельных участков материковой отмели, а также наличие глубоководных желобов и подводных долин;

2) молодой облик берегов морей, выражающийся в неразработанности берегового профиля и изрезанности берегов;

3) суровость арктического климата, наличие вечной мерзлоты в областях питания бассейна осадочным материалом, холодноводность и ледовитость океана;

4) кратковременность процесса денудации и переноса осадочного материала из областей питания в бассейн седиментации;

5) своеобразие гидрологического режима бассейна: сложная стратификация водных масс океана, выраженная в наличии холодных водных масс — поверхностной и придонной и разделяющей их теплой, связанной с течениями из Атлантического и Тихого океанов. Не менее сложен гидрологический режим морей, на котором, с одной стороны, сказывается влияние пресных вод крупных сибирских рек, а с другой — теплых течений — атлантического и тихоокеанского;

6) замедленный ход химических и биохимических процессов как в водной среде, так и в осадках на дне океана и морей, обусловленный холодноводностью бассейна.

Под влиянием перечисленных особенностей на дне Северного Ледовитого океана и окраинных морей формируются терригенные осадки, характерные для зоны арктического климата. Распределение осадков по крупности зерен на дне океана и морей происходит в основном в соответствии с законом механической дифференциации, однако имеются и особенности, присущие данному бассейну. В центральной Арктике в отличие от материковой отмели влияние суши сказывается слабее, и главным фактором, контролирующим распределение осадков, является гидрологический режим и рельеф дна океана. В связи с этим глубоководные осадки отражают усредненные физико-географические условия бассейна. Осадки отдельных морей отражают физико-географическую обстановку данного моря и прилегающей области питания.

Мобилизация осадочного материала для формирования донных осадков рассматриваемой акватории происходит, как это указывалось выше, в областях, имеющих различное геологическое строение, что отражается на вещественном составе и сортировке материала, поступающего в бассейн седиментации. В областях питания, характеризующихся равнинным рельефом, химическая денудация преобладает над механической; это видно на примере таких крупных рек, как Обь, Енисей и Лена, где растворенные вещества составляют 80—90% от общей суммы выносимого материала, а на долю взвешенных веществ приходится всего лишь 10—20%.

В восточных районах, отличающихся более возвышенным и расчлененным рельефом, главное значение приобретает механическая денудация. Реки Яна, Индигирка и Колыма выносят в океан 50—80% вещества во взвешенном состоянии и 20—50% в растворенном виде. Кроме того, большая масса обломочного материала поступает в бассейн при разрушении морских берегов и островов.

Крупность осадков и степень их сортировки в бассейне седиментации зависят от геологического строения областей питания и гидрологического режима бассейна. В районах арктического климата, когда процессы выветривания на материке протекают в течение весьма небольшого летнего периода и в условиях замедленных химических и химико-биологических процессов, величина зерен, слагающих породы областей питания, в ходе сравнительно недлительного переноса в море почти не изменяется и зерна отсортировываться не успевают. Происходит лишь незначительное окатывание зерен и обломков пород. Дальнейшая сортировка и окатывание происходят уже в морской среде под воздействием водных масс бассейна. В районах приливно-отливных течений происходит основная обработка и сортировка материала. При штормах и действии приливно-отливных течений наблюдается неоднократное взмучивание осадка и вынос осевших в спокойное время года тонкодисперсных частичек грунта. Более грубозернистый материал остается на мелководных участках, и перемещение его идет волочением по дну, в результате чего происходит дополнительная сортировка и измельчение. Ширина зоны взмучивания связана в первую очередь с уклоном дна материковой отмели и глубиной моря. Таким образом, в связи с активной деятельностью водных масс в прибрежной мелководной зоне отлагаются грубозернистые, а в более глубоководной — тонкозернистые осадки.

Эта закономерность гранулометрической сортировки является общей для всех водоемов — от озер до океанов. Однако каждый из водоемов имеет и свои специфические особенности. Осадки, развитые

в пределах Евразийской части материковой отмели, отличаются большим разнообразием гранулометрических типов. Здесь наряду с грубообломочными и песчаными встречаются тонкодисперсные глинистые осадки. Это обусловлено целым рядом факторов. В первую очередь в этом сказывается значительная расчлененность рельефа дна морей, особенно Баренцева и Карского. А, как известно, влияние активности водных масс больше сказывается на осадках, расположенных на повышенных формах рельефа, чем на осадках, залегающих в котловинах и углублениях, расположенных ниже среднего уровня взмучивания. Общий ход механической дифференциации терригенного материала усложняется и под влиянием речного стока. Огромные массы пресных вод крупных сибирских рек сохраняют свое движение и в морском водоеме, расплываясь поверх соленой морской воды и постепенно смешиваясь с ней. В этих зонах происходит не только осаждение взвешенного вещества, но коагуляция и последующее осаждение тонкодисперсного материала. Проникнув в глубь моря, речные воды трансформируются и включаются в общий гидродинамический режим данного бассейна, а неуспевшие выпасть тонкодисперсные частицы уносятся в глубоководные районы.

На гранулометрическую сортировку осадков влияют также ледники на суше и ледовитость океана. Существование ледников в настоящее время или в прошлом сказалось в локальном развитии вблизи берегов ледниково-морских отложений, отличающихся весьма несравненной сортировкой. Ледовитость морей на гранулометрическую сортировку осадков влияет двояко. С одной стороны, происходит увеличение зернистости осадков и уменьшение степени сортировки, обусловленные разном крупнообломочного материала по всей акватории Северного Ледовитого океана припайными льдами и айсбергами. С другой стороны, ледовитость способствует накоплению тонкозернистых осадков на мелководных участках, так как северные моря, особенно Восточно-Сибирское, большую часть года покрыты льдом, что препятствует интенсивному взмучиванию осадков и выносу из них тонкодисперсных частиц.

Зависимость степени гранулометрической сортировки осадков от крупнозернистости пород областей сноса в северных морях особенно отчетливо прослеживается при сравнении осадков морей Баренцева и Восточно-Сибирского. Почти полное отсутствие песчаных осадков в Восточно-Сибирском море предопределено развитием преимущественно алевритовых и алеврито-глинистых отложений в области питания. Большое развитие песчаных осадков в Баренцевом море связано с наличием крупнозернистых изверженных пород на суше.

Таким образом, основными факторами, формирующими гранулометрический состав донных осадков рассматриваемой акватории, являются: 1) геологическое строение и литологический состав пород, слагающих области сноса; 2) рельеф дна морей; 3) гидродинамическая активность водных масс; 4) мощность потоков пресных речных вод и насыщенность их взвешенным материалом; 5) ледовитость морей.

В результате доминирующей роли тех или иных факторов в отдельных морях преобладает тот или иной тип осадков.

Осадочный материал, поступающий в бассейн после своего отложения, не претерпевает существенных изменений, так как химические и биохимические процессы на дне северных морей замедлены. В процессе переноса материала происходит дифференциация по удельному весу минералов и устойчивости их по отношению к транспортировке. Крупнообломочная часть осадков (гравий и галька) представлена об-

ломками пород, развитых на побережье морей и на островах, и отражает состав местных пород, однако некоторая часть обломочного материала разнесена припайными льдами и айсбергами. Песчано-алевритовая часть осадков состоит преимущественно из зерен терригенных минералов, отсортированных по удельному весу и устойчивости, и частично из раковин фораминифер, спикул губок и диатомовых водорослей. Тонкодисперсная фракция в основном представлена глинистыми минералами, большая часть которых имеет терригенное происхождение. К аутигенным минералам относится часть гидрослюд, образовавшихся как при гидратации слюд в морской среде, так и при выпадении из коллоидно-химических растворов, гидроокислы железа, отдельные кристаллы доломита, вивианит и единичные зерна глауконита. В этой же фракции присутствуют обломки раковин фораминифер и диатомовых.

Осадки северных морей и Арктического бассейна по составу породообразующих минералов принадлежат к гидрослюдисто-полевошпатово-кварцевым, а на отдельных прибрежных участках к гидрослюдисто-кварц-полевошпатовым. По минеральным комплексам акцессорных минералов выделяются две основные терригенно-минералогические провинции: эпидот-амфиболовая и эпидот-пироксеновая. Кроме того, во всех морях выделяется «рудная» (магнетит, ильменит) подпровинция, расположенная вблизи береговой линии материка и островов, и ряд других подпровинций, связанных с литологическим составом пород прилегающей суши. В условиях арктического климата терригенно-минералогические провинции бассейна седиментации отражают геологическое строение и литологический состав пород областей питания и пути разноса осадочного материала.

Крупные сибирские реки, как уже указывалось выше, несут в океан огромное количество растворенных веществ, однако дальнейшая геохимическая судьба этих веществ различна. Железо и марганец относятся к компонентам со сложной формой миграции. В бассейне седиментации они попадают в виде истинных и коллоидных растворов и во взвешях в составе различных минералов. Железо и марганец, переносимые во взвеси в составе минералов, концентрируются в прибрежной зоне и на мелководьях на участках повышенной активности водных масс, формируя «рудную» терригенно-минералогическую подпровинцию. Железо и марганец из истинных и коллоидных растворов попадают в осадок при коагуляции и представляют собой реакционную часть этих компонентов, т. е. ту часть, которая, находясь в составе осадков, способна вступать в химические реакции. В условиях северных морей некоторая часть железа и марганца осаждается из раствора при коагуляции тонкодисперсного материала на стыке пресных речных и соленых морских вод, остальная часть выносится далее в океан, где частично выпадает в глубоководных районах, концентрируясь в тонкодисперсных осадках. Таким образом, повышенные содержания железа и марганца приурочены к более глубоководным тонкодисперсным осадкам. Но поскольку подвижность железа и марганца различны, то и ареалы их распространения не совпадают. Для осадков северных морей характерно содержание железа в количестве до 5% и лишь на отдельных участках оно увеличивается до 10%. Значительная часть осадков относится к слабомарганцевистым с содержанием марганца в количестве 0,2—0,5%, местами содержание его увеличивается до 0,5—1,0%. Для песчаных осадков характерно содержание марганца менее 0,2%. Кроме того, железо и марганец концентрируются в железомарганцевых конкрециях, особенно в большом количестве встречающихся в Баренцевом и Карском морях. Содержание железа в конкрециях достигает 22%, а марганца 13%.

В вертикальном разрезе осадков железо и марганец распределены неравномерно. Отмечается ряд слоев, обогащенных этими компонентами. Накопление железа и марганца в осадках происходило, по-видимому, в периоды наиболее интенсивного выноса их с материковым стоком, т. е. когда интенсивность химического выветривания на суше увеличилась, что было связано с потеплением климата в эти периоды.

Карбонаты кальция и магния в северные моря выносятся с материковым стоком как в растворенном виде, так и в виде обломков карбонатных пород. Источником карбонатов в осадках являются также раковины и обломки раковин тех видов фауны, у которых скелет состоит из кальцита. Выпадение карбоната кальция и магния из морской воды требует определенной физико-химической обстановки, в пределах же арктических морей холодные воды не способствуют этому и поэтому осадки являются бескарбонатными.

Фауна моллюсков арктических морей в видовом отношении беднее соответствующей фауны Северной Атлантики и особенно северной части Тихого океана, что объясняется различием гидротермального режима указанных акваторий. Но, несмотря на видовую обедненность комплексов фауны арктических морей, она характеризуется высокими численностью и биомассой, причем основная масса моллюсков приурочена к литорали и сублиторали.

Фауна фораминифер арктических морей состоит из видов, относящихся к различным зоогеографическим и экологическим группам. По характеру распространения и, вероятно, происхождению они относятся к двум комплексам: арктическому и атлантическому. Арктический комплекс состоит из видов, широко распространенных на материковой отмели, где наблюдается постоянная отрицательная температура придонных слоев воды. Большинство этих видов довольно равномерно заселяют шельфовые арктические моря, встречаясь на самых разнообразных глубинах. Виды этого комплекса составляют основу фауны фораминифер арктических морей. Атлантический комплекс состоит из форм с ограниченным в Арктическом бассейне распространением. В основном они встречаются на больших глубинах морей, в глубоководных желобах и лишь в некоторых случаях поднимаются на материковую отмель. По своему морфологическому облику эти формы близки глубоководным видам Мирового океана, в частности северной части Атлантического океана. Современное распределение видов «атлантического комплекса» в пределах Арктического бассейна полностью совпадает с распространением атлантических вод.

В целом видовой состав фауны фораминифер арктических морей определяется сочетанием двух основных типов условий обитания: 1) типично арктических, соответствующих географическому ее местонахождению, и 2) создающихся в результате воздействия атлантических вод. Взаимодействие этих факторов определяет качественный и количественный состав видов любого местообитания. Наиболее специфический состав видов отмечается на самых малых и самых больших глубинах. Фауна промежуточных глубин характеризуется более близким и довольно однообразным составом видов.

Различные типы современных морских осадков на дне арктических морей распределены неравномерно. Аллювиально-морские песчаные осадки имеют сравнительно небольшое распространение и развиты в устьях крупных рек, впадающих в арктические моря. Ледниково-морские, преимущественно песчано-глинистые осадки с включением грубообломочного материала, имеют также незначительное распространение и развиты в проливах и на островной отмели Земли Франца-Иосифа. Основная часть дна морей и прилегающей части Арктического бассей-

на покрыта морскими терригенными и хемогенно-терригенными осадками различной зернистости. В пределах морей преобладают алевритовые осадки. Песчаные осадки распространены в основном в прибрежных участках и на мелководьях. Более широко они развиты в Баренцевом и Чукотском морях, в меньшей степени в морях Карском и Лаптевых и почти отсутствуют в Восточно-Сибирском. Глинистые осадки покрывают наиболее глубоководные участки дна морей. Они залегают на дне котловин и желобов, где обычно представлены слабомарганцовистыми, слабозелезистыми или слабомарганцовисто-железистыми осадками. На материковом склоне и хребте Ломоносова развиты слабомарганцовистые и слабомарганцовисто-железистые алевритово-глинистые осадки. В глубоководной части Арктического бассейна аккумулируются слабомарганцовистые и (на отдельных участках) слабомарганцовисто-железистые глинистые осадки. Крупнообломочный материал в современных осадках распределен по всей акватории неравномерно и встречается во всех типах осадков. Железисто-марганцевые конкреции встречены на дне всех морей, но наибольшее распространение их наблюдается в Баренцевом и Карском морях.

Современные осадки в пределах исследуемой акватории покрывают дно морей не повсеместно, на отдельных участках дна имеются выходы более ранних пород. Мощность современных осадков различна не только в отдельных морях, но и в пределах каждого моря и определяется рельефом дна, гидродинамической активностью водных масс и объемом поступающего осадочного материала. В зонах аккумуляции в рассматриваемых морях мощность современных осадков колеблется от нескольких сантиметров до 6 м и более. В Арктическом бассейне мощность современных осадков варьирует от 10 до 45 см, наиболее часто она составляет 15—25 см.

Максимальная наблюдаемая скорость накопления современных осадков в морях равна 60—100 см в 1000 лет; в глубоководной части Арктического бассейна она составляет 1,0—1,5 см в 1000 лет, а у подножия материкового склона увеличивается до 4,5 см.

Изучение стратификации осадков по имеющимся грунтовым колонкам показало, что в пределах вскрытой мощности (3—6 м) выделяются осадки, формировавшиеся в различных физико-географических условиях, а именно: в периоды потепления климата в Арктике и в периоды резкого похолодания, связанные с оледенением на материке и островах. Вещественный состав осадков свидетельствует о неоднократном изменении глубины бассейна и перемещении береговой линии.

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов Б. Н. Graptoloidea с Новой Земли. Тр. Морск. науч. ин-та, т. IV, вып. 4, М., 1929.
- Аллер Г. Д., Уль Г. Ф. Острова «Известий ЦИК». Тр. ВАИ, т. 41, Л., 1936.
- Алферов Б. А. Геологические исследования в районе Костина Шара (Южный остров Новой Земли). Тр. ВАИ, т. 26, Л., 1936.
- Альбанов В. И. На юг к Земле Франца-Иосифа. Прилож. к 41 т. «Зап. по гидрографии». Петроград, 1917.
- Амундсен Р. Северо-восточный проход. Экспедиция на «Мод» вдоль северного побережья Азии 1918—1920 гг. Собр. соч. Р. Амундсена, т. III, Л., 1936.
- Армамакова В. Ф. О четвертичной фауне Новой Земли. Тр. ВАИ, т. 49, Л., 1936.
- Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, нов. сер., 1933, II.
- Архангельский А. Д. Тектоника Новой Земли. В кн. «Геологическое строение и геологическая история СССР», т. I, Госгеолиздат, М., 1947.
- Атласов И. П. Краткий геологический обзор северо-восточной части Советской Арктики. Тр. Горн.-геол. упр. Главсевморпути, вып. 33, М.—Л., 1947.
- Атласов И. П., Бондарев В. И., Вакар В. А., Дибнер В. Д., Полькин Я. И., Соколов В. Н., Сягаев Н. А. Очерк тектонического строения центрального сектора Советской Арктики. В кн. «Тектоника и новейшая тектоника центральной части Советской Арктики». Тр. НИИГА, т. 135, Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Атласов И. П., Вакар В. А., Дибнер В. Д., Егiazаров Б. Х., Зимкин А. В., Кратц К. О., Романович Б. С. Тектоническая карта Евразийской Арктики и принципы ее составления. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», М., 1964.
- Атласов И. П., Вакар В. А., Дибнер В. Д., Егiazаров Б. Х., Зимкин А. В., Романович Б. С. Новая тектоническая карта Арктики. Докл. АН СССР, т. 156, № 6, 1964.
- Баклунд О. О., Толмачев И. П. Заметка о горных породах, собранных в 1913 г. Гидрографической экспедицией Северного Ледовитого океана. Зап. Акад. наук, № 10, 1914.
- Баклунд О. О. Новые материалы к познанию о. Беннета. Зап. Акад. наук, № 9, 1914.
- Баклунд О. О. Нефелиновый базальт с Северного Ледовитого океана. Изв. Акад. наук, сер. VI, т. IX, 1915.
- Баклунд О. О. Несколько данных к познанию острова Уединения. Изв. Акад. наук, № 11, II, 1916.
- Белов М. И. История открытия и освоения Северного морского пути, т. I. Изд-во «Морской транспорт», М., 1956.
- Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения в районе работ дрейфующей станции СП-2. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1956.
- Белов Н. А., Лапина Н. Н. Новые данные о стратификации донных отложений Арктического бассейна. Докл. АН СССР, т. 122, № 1, 1958.
- Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения центральной части Северного Ледовитого океана. Тр. НИИГА, т. 85, вып. 9, Л., 1958.
- Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Изд-во «Морской транспорт», Л., 1961.
- Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения в районах, расположенных к северу от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа. Тр. ААНИИ, т. 244, Л., 1962.
- Белов Н. А., Лапина Н. Н. Геологическое исследование дна Северного Ледовитого океана за 25 лет. Сб. «Проблемы Арктики и Антарктики», вып. 11, Изд-во «Морской транспорт», Л., 1962.
- Белов Н. А., Ерофеев П. Н. О взвешенных веществах моря Лаптевых. Тр. ААНИИ, т. 264. Изд-во «Морской транспорт», Л., 1963.

- Белоусов В. В. Тектоническая карта Мира. В кн. «Проблемы тектоники». Сб. статей, посвященный памяти М. М. Тетяева. Госгеолтехиздат, 1961.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды северо-востока Азии). Мат. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963.
- Белянкин Д. и Влодавец В. О гранитах острова Шпицбергена и о базальтах Земли Франца-Иосифа. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 50. Л., 1931.
- Бобкова Н. Н., Сакс В. Н. Меловая система. Русская платформа и Земля Франца-Иосифа. Геол. строение СССР, т. I, Стратиграфия, 1958.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. Тр. ГИН АН СССР, вып. 99. М., 1963.
- Бодылевский В. И. Фауна верхневожского яруса Новой Земли. Тр. ВАИ, т. 19, Л., 1936.
- Бодылевский В. И. Об юрских и нижнемеловых окаменелостях из коллекции А. А. Петренко с Новой Земли. Тр. ВАИ, т. 49, Л., 1936.
- Бондарев В. И., Черкесова С. В. Стратиграфия палеозойских отложений о. Вайгача (по результатам полевых работ 1958 г.). Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 5, НИИГА, Л., 1957.
- Бондарев В. И. К стратиграфии ордовикских отложений южной оконечности Новой Земли, острова Вайгач и северо-западного Пай-Хоя. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 9, НИИГА, Л., 1959.
- Бондарев В. И. Пайхойско-Новоземельская складчатая система. Тр. НИИГА, т. 135. М., 1963.
- Бондарев В. И. Пайхойско-Новоземельская складчатая система. В кн. «Тектоника Европы». Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы м-ба 1:2500000. Изд-во «Наука» и «Недра», М., 1964.
- Бэр К. Е. Экспедиция на Новую Землю и в Лапландию. Физический очерк. Статья 2. Геогностическое строение Новой Земли. Журнал Мин. народного просвещ., ч. 18, № 6, 1838.
- Вакуленко А. С. Спорово-пыльцевые спектры из третичных и верхнемеловых отложений Новосибирских островов. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 4, НИИГА, Л., 1957.
- Вангенгейм Э. А. Фауна четвертичных млекопитающих о. Большого Ляховского. Тр. АНИИ, т. 224, Л., 1963.
- Василевская Н. Д. Новые данные о мезозойской флоре острова Котельного. Докл. АН СССР, т. 112, № 6, 1957.
- Василевская Н. Д. О возрасте ископаемой флоры о. Новая Сибирь. Ботан. журн. АН СССР, т. 43, № 2, 1958.
- Вебер В. Н. Из экспедиции «Ермака» в 1901 г. Зап. минерал. об-ва, сер. 2, ч. 46, вып. 2, 1908.
- Виноградова П. С., Литвин В. М. Исследования рельефа дна и грунтов в Баренцовом и Норвежском морях. В сб. «Советские рыбохозяйственные исследования Европейского севера». М., 1960.
- Визе В. Ю. Перевалом через ледниковый покров Новой Земли. Зап. по гидрогр., т. 49, 1925.
- Визе В. Ю. Некоторые данные по гляциологии Земли Франца-Иосифа. Изв. Гос. гидр. ин-та, № 22, Л., 1928.
- Визе В. Ю. Краткий исторический обзор исследования Земли Франца-Иосифа. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 47, 1930.
- Визе В. Ю., Лактионов М. И. Глубоководные гидрологические наблюдения летом 1929 г. на ледокольном пароходе «Седов». Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 49, Л., 1931.
- Визе В. Ю. Морские глубины, измеренные экспедицией на ледокольном пароходе «Седов» летом 1930 г. Тр. АНИИ, т. I, Л., 1931.
- Визе В. Ю. Рейс ледокола «Малыгин» на Землю Франца-Иосифа в 1931 г. Тр. АНИИ, т. VI, Л., 1933.
- Визе В. Ю. Моря Советской Арктики. Изд. Главсевморпути, 1948.
- Виноградова П. С. Грунты Баренцова моря. Научн.-техн. бюлл. ПИНРО, № 4, Мурманск, 1957.
- Виноградова П. С. Новые данные о рельефе дна Баренцова моря. Тр. ПИНРО, вып. X, 1957.
- Виттенбург П. В. Кольско-Канинская и Новоземельская экспедиции. Бюлл. Росс. гидрол. ин-та, № 14, II, 1921.
- Виттенбург П. В. Морфология берегов Новой Земли в связи с тектоникой Арктики. Изв. Гос. гидрол. ин-та, № 2, Л., 1930.
- Виттенбург П. В. Об открытии верхнегриясово фауны на Земле Врангеля. Докл. АН СССР, № 11, Л., 1930.
- Виттенбург П. В. Термический режим и рудничные воды в зоне вечной мерзлоты острова Вайгач и Амбермы. «Проблемы Арктики», № 9, 1939.

- Войцеховский В. Н., Сороков Д. С. Докембрийские образования острова Большого Ляховского (Новосибирские острова). Информ. бюлл. НИИГА, вып. 4, Л., 1957.
- Воронов П. С. К вопросу о тектонике дна Карского моря. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 5, Л., 1957.
- Власенко А. В. Происхождение альбитовых диабазов острова Новая Земля. Межд. геол. конгр., 1937. Тр. XVII сессии, т. V, Гостоптехиздат, 1940.
- Влодавец В. И. Геолого-географические наблюдения, произведенные во время экспедиции на л/п «Сибиряков» в 1932 г. Тр. ВАИ, т. X, Л., 1933.
- Влодавец В. И. К петрографии острова Гукера. Тр. АНИИ, т. XIII, Л., 1934.
- Воллосович К. А. О геологических работах на Новосибирских островах. Отчеты о работах Русской полярной экспедиции под начальством барона Э. Толля. Зап. Акад. наук, т. XVI, 1902.
- Воллосович К. А. О геологическом строении Новосибирских островов и Земли Беннета. Зап. Минер. об-ва, сер. 2, ч. 43, кн. 2, 1905.
- Воллосович К. А. Мамонт острова Ляховского. Зап. Минер. об-ва, сер. 2, 1914.
- Вольнов Д. А., Сороков Д. С. Геологическое строение острова Беннета. Труды НИИГА, т. 123, вып. 16, Л., 1961.
- Воронков А. В. Геологическое строение острова Столбового архипелага Новосибирские острова. Тр. НИИГА, т. 85, Л., 1958.
- Воронов П. С., Гаккель Я. Я., Сытинский А. Д. О возможном влиянии ротационных сил Земли на морфоструктуры Арктики и Антарктики. «Пробл. Арктики и Антарктики», вып. 10, Л., 1962.
- Воронов П. С., Клушин И. Г. О проблеме асейсмичности Антарктики и Гренландии. «Пробл. Арктики и Антарктики», вып. 12, Л., 1963.
- Врангель Ф. Ф. Путешествие по северным берегам Сибири и Ледовитому морю, совершенное в 1820, 1821, 1822, 1823 и 1824 гг. СПб., 1841.
- Гаккель Я. Я. Материалы по картографии Карского моря. Тр. ВАИ, т. X, Л., 1933.
- Гаккель Я. Я. Разрушение острова Семеновского. Сб. «Проблемы Арктики», вып. 4, Л., 1958.
- Гаккель Я. Я. Признаки современного подводного вулканизма на хребте Ломоносова. «Природа», № 4, 1958.
- Гаккель Я. Я. Природное моделирование тектонических деформаций на ледяной коре. Изв. ВГО, вып. 1, 1959.
- Галушко Н. И. Месторождения меди и медных руд на острове Новая Земля в районе Пропащей губы. Одесса, 1912.
- Геденштром М. М. Описание берегов Ледовитого моря от устья Яны до Баранова Камня. «Сиб. вестн.», ч. II, 1823.
- Геденштром М. М. Новая Сибирь. «Русский инвалид или военные ведомости», № 313, 1838.
- Геденштром М. М. Острова между Леной и Колымой. «Русский инвалид или военные ведомости», № 268, 1838.
- Гельман М. Л., Белый В. Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов Северо-Западной Чукотки. В кн. «Петрохимические особенности мелового вулканизма». Изд-во АН СССР, 1963.
- Гельмерсен Л. К. К вопросу об открытии Врангелевой Земли. Изв. РГО, т. XII, вып. 6, СПб., 1876.
- Герасимов А. Н. Об острове Уединения. Изв. ГГО, т. 68, вып. 2, Л., 1936.
- Гёффер Г. О строении Новой Земли. Горн. журн., т. 3, 1875.
- Глебовская Е. М. Силурийские *Ostracoda* Северного острова Новой Земли. Тр. ВАИ, т. VIII, Л., 1936.
- Горбацкий Г. В. Ископаемые ледники Крестовой Губы на Новой Земле. «Arctica», № 1, Л., 1933.
- Горбацкий Г. В. Геоморфологический очерк западной части Северного острова Новой Земли между губой Мелкой и губой Северной Сульменевоы. Тр. ВАИ, т. XIII, Л., 1934.
- Горбацкий Г. В. Так называемые ледники Пенка на Новой Земле и некоторые черты района их распространения. Изв. ВГО, т. 90, вып. 1, Л., 1958.
- Городков Б. Н. Растительность и почвы о. Котельного (Новосибирский архипелаг). Сб. «Растительность Крайнего Севера СССР и ее освоение». М.—Л., 1956.
- Горский И. И. Кораллы из каменноугольных и пермских отложений Новой Земли. Тр. ВАИ, т. 101, Л., 1938.
- Горский И. И. Некоторые *Stromatoroidea* из палеозойских отложений Новой Земли. Тр. ВАИ, т. 101, 1938.
- Горский И. И., Демюкидов К. К. Обзор тектоники СССР. Уральско-Новоземельская складчатая область. Геол. строение СССР, т. III, 1958.
- Горшкова Т. И. Осадки Карского моря. Тр. Всесоюз. гидробиол. об-ва, т. VIII, 1957.

- Григорьев И. П. Исчезающие острова. «Природа», № 10, Л., 1946.
- Давидович Н. В., Каневский З. М. Некоторые результаты гляциологических наблюдений в Русской Гавани (Новая Земля) в 1955—1956 гг. В сб. «Вопросы физической географии полярных стран», вып. 1, М., 1958.
- Дедок Т. А. Брахиподы нижнего карбона острова Вайгач. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 22, НИИГА, Л., 1960.
- Де-Лонг. Плавание «Жаннетты». Изд. Главсевморпути, Л., 1936.
- Деменицкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Г. Г. Итоги изучения геологического строения земной коры в Центральной Арктике геофизическими методами. «Проблемы Арктики и Антарктики», вып. 11, Л., 1962.
- Деменицкая Р. М., Карасик Л. М., Киселев Г. Г. Строение земной коры в Арктике. В сб. «Геология дна океанов и морей». Докл. сов. геологов, Межд. геол. конгр., XXII сессия, пробл. 16, Изд-во «Наука», М., 1964.
- Демокидов К. К., Романович Б. С. и др. Геологическое строение островов Новой Земли и острова Вайгач. Тр. НИИГА, т. 81, Л., 1957.
- Демокидов К. К. Кембрийская система. Новая Земля. Остров Беннета. Геол. строение СССР, т. 1, М.—Л., 1958.
- Демокидов К. К. Средне- и верхнепалеозойский магматизм. Вайгач и Новая Земля. Геол. строение СССР, т. 11, М.—Л., 1958.
- Дерюгин К. М. Исследования Баренцова и Белого морей и Новой Земли. 1921—1924 гг. Архангельск, 1925.
- Дибнер В. Д. Геологическое строение острова Виктория. Тр. НИИГА, т. 81, Л., 1957.
- Дибнер В. Д. Геологическое строение Земли Франца-Иосифа. Тр. НИИГА, т. 81, Л., 1957.
- Дибнер В. Д. Геологическое строение островов центральной части Карского моря. Тр. НИИГА, т. 81, Л., 1957.
- Дибнер В. Д. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 7, НИИГА, Л., 1958.
- Дибнер В. Д. Земля Франца-Иосифа, горная часть Таймырского полуострова и мелкие острова Карского моря. В кн. «Четвертичные отложения Сов. Арктики». Тр. НИИГА, т. 91, 1959.
- Дибнер В. Д. Четвертичные отложения Советской Арктики. Земля Франца-Иосифа. Тр. НИИГА, т. 91, Л., 1959.
- Дибнер В. Д. Мезозойские отложения Новой Земли. Тр. НИИГА, т. 130, 1962.
- Дибнер В. Д. Неотектонические контуры рельефа Арктического шельфа Евразии. «Проблемы Арктики и Антарктики», вып. 12, 1963.
- Дибнер В. Д., Седова М. А. Материалы по геологии и биостратиграфии верхнетриасовых и нижнепермских отложений Земли Франца-Иосифа. Тр. НИИГА, т. 65, Л., 1959.
- Дибнер В. Д., Кордииков А. А., Разин В. К. Первые результаты исследования донных отложений в районе Земли Франца-Иосифа. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 13, Л., 1959.
- Дибнер В. Д., Захаров В. В. К стратиграфии меловых отложений, слагающих острова центральной части Карского моря. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 15, Л., 1959.
- Дибнер В. Д., Шульгина Н. И. Результаты стратиграфических исследований морских среднеюрских и верхнеюрских отложений Земли Франца-Иосифа в 1953—1957 гг. Тр. НИИГА, т. 114, Л., 1960.
- Дибнер В. Д., Агеев К. С. Мезозойские отложения островов Северной Земли. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 18, Л., 1960.
- Дибнер В. Д., Гаккель Я. Я., Литвин В. М., Мартынов В. Т., Шургаева Н. Д. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана. Тр. НИИГА, т. 143. Изд-во «Недра», 1965.
- Евсеев К. П. Палеогеновая система. Северо-восток. Геол. строение СССР, т. 1, М.—Л., 1958.
- Егиазаров Б. Х. Геологическое описание Северной Земли. Тр. НИИГА, т. 81, Л., 1957.
- Егиазаров Б. Х. Девонские отложения западной части архипелага Северной Земли. Тр. НИИГА, т. 67, Л., 1958.
- Егиазаров Б. Х., Равич М. Г. Докембрий. Полуостров Таймыр и Северная Земля. Геол. строение СССР, т. 1, М.—Л., 1958.
- Егиазаров Б. Х. Геологическое строение архипелага Северная Земля. Тр. НИИГА, т. 94, Л., 1959.
- Емельянцева Т. М. Геологические исследования в районе Нордвика и острова Бегичева в 1933 году. «Геологические исследования Нордвик-Хатангского района и Таймырского полуострова (по работам 1933—1936 гг.)». Изд. ГУСМП. Л., 1939.
- Ермолаев М. М. О природе некоторых наносных образований Новой Земли. Тр., Ин-та по изуч. Севера, вып. 40, Л., 1929.

- Ермолаев М. М. Четвертичная геология Новосибирских островов. Бюлл. ВАИ, № 1—2 (10—11), Л., 1931.
- Ермолаев М. М. Геоморфологический очерк Новосибирского архипелага. Труды СОПС «Якутская АССР», вып. 1, Л., 1932.
- Ермолаев М. М. Заметки по стратиграфии палеозоя северной части Новой Земли. Тр. ВАИ, т. XXVII, Л., 1935.
- Ермолаев М. М. Геология Новой Земли, вып. II. Стратиграфия и палеогеография. Тр. ВАИ, т. 61, Л., 1936.
- Ермолаев М. М. Геологический очерк Новой Земли. Тр. ВАИ, т. 87, ч. I, Л., 1937.
- Ермолаев М. М. Геологический очерк Новосибирских островов. Труды ВАИ, т. 87, Л., 1937.
- Ермолаев М. М. Геологическое строение островов Карского моря и Центральной Карской возвышенности. Матер. по гидрографии морей и рек Сов. Арктики, вып. 2, изд. ГУСМП, Л., 1938.
- Ермолаев М. М. О литогенезе пластических глинистых морских осадков. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, М., 1948.
- Животовская А. И. Молодые тектонические движения в Южном Беломорье. Инф. сб. ВСЕГЕИ, 29, Л., 1960.
- Жижина М. С. Ордовикская система. Северная Земля и Новосибирские острова. Геол. строение СССР, т. I, М.—Л., 1958.
- Жижина М. С. Табуляты верхнеордовикских и силурийских отложений центрального сектора Советской Арктики и их значение для стратиграфии и корреляции этих отложений. Межд. геол. конгр., XXI сессия, пробл. 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура, М., 1960.
- Житков Б. М. и Бутурлин С. А. По Северу России. Землеведение, т. 8, кн. 3—4, М., 1901.
- Загорская Н. Г. Современное оледенение архипелага Северной Земли. Изв. ВГО, № 6, Л., 1957.
- Загорская Н. Г. Четвертичные отложения Советской Арктики. Северная Земля. Тр. НИИГА, т. 91, Л., 1959.
- Загорская Н. Г. Четвертичные отложения Советской Арктики. Новосибирские острова. Тр. НИИГА, т. 91, Л., 1959.
- Загорская Н. Г. Четвертичные отложения Советской Арктики. Новая Земля. Тр. НИИГА, т. 91, Л., 1959.
- Загорская Н. Г. Четвертичные отложения Советской Арктики. Остров Вайгач, Югорский полуостров и Полярный Урал. Тр. НИИГА, т. 91, Л., 1959.
- Зеленко А. С. О находке остатков белемнита на восточном берегу Северного острова Новой Земли. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 8, Л., 1958.
- Земляков Б. Ф. Геологические наблюдения в губе Белужьей и на полуострове Рогачева на Новой Земле. Тр. Геол. ин-та, т. I, Л., 1932.
- Зенкович В. П. Типы и генезис рельефа дна морей Европейской части СССР. Изв. АН, сер. географ., 4, 1938.
- Иванов Л. Л. На Новой Земле. «Природа», январь, 1913.
- Иванов Л. Л. Очерк по геологии и минералогии Медного полуострова на Новой Земле. Сб. в честь 25-летия научной деятельности В. И. Вернадского. М., 1914.
- Иванов А. А. О происхождении и унаследовании рельефа дна Полярных морей. Уч. зап. Ленингр. высш. инж. уч-ща, вып. II, Л., 1958.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 35, Л., 1960.
- Иванов И. М. Некоторые данные о морской фауне постплиоцена на островах Полярного бассейна. Бюлл. ВАИ, № 4, Л., 1932.
- Иванов И. М., Сопин И. А. Остров Колгуев. «Землеведение», т. 35, вып. 4, М., 1933.
- Иванов И. М. Месторождение ископаемых углей на Земле Франца-Иосифа. Тр. АНИИ, т. XV, Л., 1935.
- Иванов О. А., Яшин Д. С. Новые данные о геологическом строении острова Новая Сибирь. Тр. НИИГА, т. 96, Л., 1959.
- Иванова А. М. Ордовикская система. Вайгач и Пай-Хой. Геол. строение СССР, т. I, М.—Л., 1958.
- Ионин А. С., Каплин П. А. Особенности формирования морских террас. Изв. АН СССР, сер. географ., № 5, М., 1956.
- Ионин А. С., Долотов Ю. С. Особенности динамики и морфологии берегов поднятия (на примере Новой Земли). Тр. Ин-та океанологии, т. 28. Динамика и морфология морских берегов, М., 1958.
- Калесник С. В. Геологические работы в заливе Благополучия в 1936 г. Бюлл. ВАИ, № 10—11, 1936.
- Кальянов В. П. Геоморфология и геология острова Врангеля. Уч. зап. МГУ, вып. 119, География, кн. 2, 1946.

- Каменский А. И., Соловьев А. И. Урал и Новая Земля. Геоморфологическое районирование СССР, под ред. акад. А. А. Григорьева. Изд-во АН СССР, М., 1947.
- Каплин П. А. Отступление ледников Новой Земли. «Природа», № 3, Л., 1958.
- Каплин П. А. Фиорды Новой Земли. В кн. «Фиордовые побережья Советского Союза». Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Каплина Т. Н., Романовский Н. Н. О псевдоморфозах по полигонально-жильному льду. Сб. Перигляциальные явления на территории СССР, МГУ, 1960.
- Картушин В. М. Оледенение о. Беннета. Тр. ААНИИ, т. 224, Л., 1963.
- Каширцев А. С. Новый род брахипод *Jakutoproductus* из нижнепермских отложений Восточной Сибири. Сб. Матер. к основам палеон., вып. 3, 1959.
- Кипарисова Л. Д. Триадовая система. Распространение и изученность. Геол. строение СССР, т. I, Стратиграфия, М.—Л., 1958.
- Киреев И. А. Изучение рельефа дна Карского моря. Тр. ВАИ, т. 83, Научные результаты экспедиции на «Седове» в 1934 г. Л., 1937.
- Кириченко Н. П. О геологии острова Четырехстолбового. Зап. Горн. инст., т. 5, вып. 2—3, 1914.
- Кирюшина М. Т. Основные черты новейшей тектоники центрального сектора Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 135, 1963.
- Киселев О. Н. Некоторые данные по морфологии ископаемых ледников Крестовой губы. Изв. ВГО, т. 73, вып. 3, М.—Л., 1941.
- Кленова М. В. Физико-географический очерк губы Новой (Новая Земля). Тр. Морск. инст., т. IV, вып. 4, М., 1929.
- Кленова М. В., Обручев С. В. Геологические исследования Морского научного института на Новой Земле в 1925—1927 гг. Тр. Плав. морск. науч. ин-та, т. 4, вып. 4, М., 1930.
- Кленова М. В. Находка свинцового блеска в губе Серебрянке на Новой Земле. «Хозяйство Севера», № 9—10, 1931.
- Кленова М. В. Происхождение рельефа дна Баренцова моря. «Природа», № 2, Л., 1933.
- Кленова М. В. Отчет о геологических работах на Новой Земле в 1925—1927 гг. Тр. Всесоюз. научно-исслед. ин-та морск. рыбн. хоз. и океанографии, т. I, М., 1935.
- Кленова М. В. Остров Виктория. «Arctica», кн. II, Л., 1935.
- Кленова М. В. Осадки Карского моря. Докл. АН СССР, т. 4 (13), № 4, М., 1936.
- Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, М., 1948.
- Кленова М. В. К методике исследования взвешенных веществ морских вод. Тр. ГОИН, вып. II, 1952.
- Кленова М. В. Геология Баренцова моря. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Кленова М. В. Осадки Арктического бассейна по материалам дрейфа ледокола «Г. Седов». Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Коломыц Э. Г. Приледниковые ландшафты современного покровного оледенения Новой Земли. Сб. «Перигляц. явления на территории СССР». МГУ, М., 1960.
- Коломыц Э. Г. Некоторые наблюдения над формированием конечных морен в условиях современного покровного оледенения Новой Земли. Изв. ВГО, № 2, 1963.
- Колосов Д. М. Геоморфологический очерк Западного Верхоянья. Тр. Всесоюз. научно-исслед. инст. минер. сырья, вып. 116, 1938.
- Колосов Д. М. Горы и изменности Восточной Якутии и Дальневосточного севера Сибири. Геоморфологическое районирование СССР. Изд-во АН СССР. М.—Л., 1947.
- Комарова А. Е., Пирожников Л. П. Базальтовые покровы Чамп и Винер-Нейштадт (архипелаг Земля Франца-Иосифа). Докл. АН СССР, т. 131, № 2, 1960.
- Короткевич В. Д. О палинологических комплексах нижнемеловых отложений Новосибирских островов. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 8, НИИГА, Л., 1958.
- Красильщиков А. А. Новые данные по геологии северной части архипелага Шпицберген. Тезисы докл. на конф. по геол. Арктики, Л., 1964.
- Круглов М. В. Верхнесилурийские *Cephalopoda* из долины Русанова на Северном острове Новой Земли. Тр. Геол. ин-та, т. I, Л., 1932.
- Кругловский М. М. Некоторые данные по геологии Северного острова Новой Земли, собранные во время экспедиции 1910 г. на судне «Дм. Солунский». Мат. по геол. России, т. XXVI, ч. 2, вып. 1, СПб., 1918.
- Крылова А. К. Признаки нефтеносности западного сектора Советской Арктики. «Проблемы Арктики», № 5—6, 1938.
- Кузнецов В. Н. Геологическое строение Южного острова Новой Земли по линии пересечения от бухты Тайной к бухте Саввиной в 1932 г. Тр. ВАИ, т. 49, Л., 1936.
- Куклин В. А. Новоземельская экспедиция 1932 г. Северного геологоразведочного треста. Бюлл. ВАИ, № 11—12, Л., 1932.

- Кулик Н. А. Геологический очерк Вайгача. Тр. IV Всес. геол. конф. по цветным металлам, вып. 3, М.—Л., 1932.
- Куликов Н. Н. Грунты юго-западной части Карского моря к северо-востоку от о. Вайгача. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 7, Л., 1959.
- Куликов Н. Н. Осадкообразование в Карском море. Современные осадки морей и океанов. Тр. Совещания 24—27 мая 1960 г. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Куликов Н. Н., Мартынов В. Т. О древних береговых линиях на дне Карского моря. Морские берега. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, VIII, 1961.
- Куликов Н. Н. Минералогический состав современных донных отложений Карского моря. Дельтовые и мелководно-морские отложения. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Куплетский Б. М. Материалы по петрографии Новосибирских островов. Тр. Геол. музея Акад. наук, т. VI, Л., 1930.
- Куплетский Б. М. Диабазовые породы долины Русанова и губы Крестовой на Новой Земле. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. I, Л., 1931.
- Лазуркин В. М., Фрейберг Е. Н. К геологии Новой Земли. Пересечение Южного острова Новой Земли осенью 1931 г. Тр. ВАИ, т. XIX, Л., 1936.
- Лаврова М. А. Материалы к познанию фауны постплиоценовых моллюсков Новой Земли. Тр. Геол. и минер. музея Акад. наук, т. IV, вып. 6, Л., 1924.
- Лаврова М. А. К геологии губы Черной на Новой Земле. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. I, «Новая Земля», Л., 1932.
- Лаврова М. А. Некоторые данные по геологии губы Поморской Маточкина Шара. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. I, «Новая Земля», Л., 1932.
- Лаврова М. А., Земляков Б. Ф. Геологический очерк центральной зоны Северного острова Новой Земли по долине Русанова. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. I, «Новая Земля», Л., 1932.
- Лаврова М. А. О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 37, М., 1946.
- Лапина Н. Н. Минералогические провинции в современных донных осадках Северного Ледовитого океана. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 107, вып. 12, Л., 1959.
- Леонов Л. И. Геоморфологический очерк о. Генриетты. «Проблемы Арктики», № 1, Л., 1944.
- Лермонтова Е. В. Некоторые данные о фауне *Ozarkian* Новой Земли. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. I, «Новая Земля», Л., 1932.
- Либрович Л. С. Каменноугольные амmonoидеи с Южного острова Новой Земли. Тр. ВАИ, т. 101, вып. 3, Л., 1938.
- Либрович Л. С. Каменноугольная система. Урал. Предуральский и Тургайский прогибы, Мугоджары, Пай-Хой, остров Вайгач и Новая Земля. Геол. строение СССР, т. I, Стратиграфия. М.—Л., 1958.
- Литвин В. М. Подводные долины на южном островном склоне Исландии. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1959.
- Литвин В. М. Рельеф дна в районе Датского пролива. Науч. техн. бюлл. ПИНРО, № 4 (8), Мурманск, 1959.
- Литке Ф. П. Четырехкратное путешествие в Северный Ледовитый океан на военном бриге «Новая Земля» в 1821, 1822, 1823 и 1824 годах. СПб, 1828.
- Лихарев Б. К. О поездке на Новую Землю. Изд. Геол. ком., т. 40, № 8—10, 1921.
- Лихарев Б. К. Геологические исследования на восточном берегу Северного острова Новой Земли. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1923 г., Л., 1924.
- Лихарев Б. К., Эйнор О. Л. Материалы к познанию верхнепалеозойских фаун Новой Земли. *Brachiopoda*. Тр. АНИИ, т. 127, вып. 4. Палеонтология Советской Арктики, 1939.
- Лихарев Б. К. Пермская система. Острова Вайгач и Новая Земля. Геол. строение СССР, т. I. Стратиграфия, М.—Л., 1958.
- Лихарев Б. К. Пермская система. Распространение и изученность. Геол. строение СССР, т. I, М.—Л., 1958.
- Лобанов М. Ф. Геологическое строение Новосибирских островов. Тр. НИИГА, т. 81, Л., 1957.
- Лобанов М. Ф. Палеогеновая система. Советская Арктика. Геол. строение СССР, т. 1, М.—Л., 1958.
- Лобанов М. Ф. Третичные угленосные отложения Северного Верхоянья и Новосибирских островов. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. страт. схем Северо-Востока СССР, 1957 г., Магадан, 1959.
- Лобанов М. Ф. Геологическое строение островов Врангеля и Геральда. Тр. НИИГА, т. 81, Л., 1957.
- Лоскутов А. В., Шулятин О. Г. О возрасте гранитных интрузий Новой Земли. Тр. НИИГА, т. 102, Л., 1959.
- Ломаченков В. С. Новейшие тектонические структуры в современном рельефе Яно-Индигирской низменности и прилегающего шельфа. Тр. НИИГА, т. 143, Л., 1965.

- Лупанова Н. П. Геологические работы на Земле Франца-Иосифа летом 1932 г. Бюлл. АНИИ, № 8—10, Л., 1932.
- Люкевич Е. М., Лобанова О. В. Пелециподы перми Советского сектора Арктики. Тр. ВНИГРИ, вып. 149, Л., 1960.
- Марков К. К. Геоморфологическая характеристика о. Врангеля. В сб. «Остров Врангеля». Изд-во АН СССР, М., 1947.
- Марков Ф. Г. Стратиграфия отложений нижнего и среднего палеозоя центрального сектора Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 92, Л., 1958.
- Милорадович Б. В. О тиллитоподобных отложениях верхнего силура Новой Земли. «Проблемы сов. геологии», т. V, № 11, М.—Л., 1935.
- Милорадович Б. В. Геологический очерк северо-восточного побережья Северного острова Новой Земли. Тр. ВАИ, т. XXXVIII, Л., 1936.
- Милорадович Б. В. Нижнепермская фауна острова Междушарского (Южный остров Новой Земли). Тр. ВАИ, т. XXXVII, Л., 1936.
- Милорадович Б. В. Экскурсия на юго-восточном побережье Новой Земли. Сб. «Новоземельская экскурсия», ч. II, Маршруты Междунар. геол. конгр., Тр. XVII сессии, Л., 1937.
- Милорадович Б. В. О двух новых родах брахиопод из верхнего палеозоя Арктики. Бюлл. МОИП, отдел геол., т. XXII (3), 1947.
- Молдавский М. Л. Находка касситерита на Медвежьих островах. «Пробл. Арктики», № 1, 1938.
- Моор Г. Г., Рябухин Г. Е., Сакс В. Н. Геологическая изученность и геологическая карта Советской Арктики. Междунар. геол. конгр., Тр. XVII сессии, т. V, М., 1937.
- Морозевич И. А. О научной экспедиции на Новую Землю летом 1895 года. Тр. Варшавского об-ва естествоиспыт. Прилож. к Протоколу годовичного заседания. 1895.
- Муратов М. В. О тектоническом строении и положении Исландии. В сб. «Пробл. геол. на XXI сессии Межд. геол. конгр.». Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Мусина А. А. Гидрохимическая характеристика Арктического бассейна. Тр. ААНИИ, т. 218. Изд-во «Морской транспорт», Л., 1960.
- Мутафи Н. Н. Материалы к петрографии осадочных пород Карского побережья Новой Земли от мыса Желания до залива Витней. Тр. ВАИ, т. XXXVIII, Л., 1936.
- Мутафи Н. Н. Вулканические циклы и металлогения Новой Земли. «Пробл. сов. геологии», т. VII, М.—Л., 1937.
- Мутафи Н. Н. Геоморфологический очерк западного побережья Новой Земли и Маточкина Шара до залива Крестового. Тр. ВАИ, т. 57, Л., 1937.
- Мутафи Н. Н. Геолого-петрографический и металлогенический очерк западного побережья Новой Земли от района губы Митюшиха до губы Крестовой. Тр. ГГУ ГУСМП, т. 13, М.—Л., 1941.
- Наливкин Д. В. Верхний силур долины Русанова. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. I. «Новая Земля», Л., 1932.
- Наливкин Д. В. Фауна верхнего девона губы Черной. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. I, Л., 1932.
- Наливкин Д. В. О палеозое Новой Земли. Тр. ВАИ, т. XII, 1933.
- Наливкин Д. В. Девон Хараулахских гор, о. Котельного и Индигирки. Тр. ВАИ, т. XII, Л., 1933.
- Наливкин Д. А. Палеозой Южного острова Новой Земли. Тр. Всес. науч.-иссл. ин-та морск. рыбн. хоз-ва и океаногр., т. I, М., 1935.
- Наливкин Д. В. Фауна силура и девона Северного острова Новой Земли. Тр. ВАИ, т. LVIII, Л., 1936.
- Наливкин Д. В. Палеогеография палеозоя Арктики. Междунар. геол. конгр. Тр. XVII сессии, 1937, т. V, Гостехиздат, М.—Л., 1940.
- Наливкина А. К. Новые данные о верхнедевонских гониатитах Новой Земли. Тр. ВАИ, т. LVIII, Л., 1936.
- Напалков П. Я. Остров Белый. Зап. по гидрографии, № 2, М., 1932.
- Нехорошева Л. В. Мшанки среднего ордовика Южного острова Новой Земли. Тр. НИИГА, т. 89, Л., 1956.
- Нехорошева Л. В. Первые находки ордовикских мшанок на острове Котельном (Новосибирские острова). Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 3, НИИГА, Л., 1957.
- Нехорошева Л. В. Среднедевонские мшанки Западного сектора Арктики (Новая Земля и остров Вайгач). Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 19, НИИГА, Л., 1960.
- Никифорова А. И. Некоторые нижнепермские мшанки с Новой Земли и Шпицбергена. Тр. ВАИ, т. LVIII, Л., 1936.
- Никифорова О. И. Силурийская система. Остров Вайгач и Пай-Хой. Геол. строение СССР, т. I, 1958.
- Никифорова О. И. Силурийская система. Полуостров Таймыр и острова Арктики. Геол. строение СССР, т. I, М.—Л., 1958.

- Никифорова О. И., Черкесова С. В. Силурийская система. Новая Земля. Геол. строение СССР, т. I, М.—Л., 1958.
- Никифорова О. И. Типы осадков ордовикских и силурийских отложений СССР и их особенности и корреляция. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифицир. схем Северо-Востока СССР в 1957 г. Магадан, 1959.
- Норденшельд А. Е. Шведская полярная экспедиция 1878—1879 гг. Открытие Северо-Восточного прохода. СПб., 1880.
- Норденшельд А. Е. Экспедиция к устью Енисея 1875 и 1876 гг. СПб., 1880.
- Норденшельд А. Э. Путешествие вокруг Европы и Азии на пароходе «Вега» в 1878—1880 гг. СПб., 1881.
- Обидин Н. И. К вопросу о подземных водах и вечной мерзлоте на островах Советской Арктики. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 11, Л., 1958.
- Обручев С. В. К орографии острова Врангеля. *Arctica*, № 1, 1933.
- Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. Госиздат, 1934.
- Обручев С. В. Геологические исследования Морского научного института на Новой Земле в 1927 г. Геол. вестн., т. VI, № 4—6, 1928.
- Обручев С. В. Залив Шуберта. Тр. Всес. науч.-иссл. ин-та морск. рыбн. хоз-ва и океаногр., т. I, М., 1935.
- Обручев С. В. Новоземельская экскурсия XVII Межд. геол. конгр. «Проблемы Арктики», № 5 (№ 4), 1937.
- Огнев В. Н. Верхнеюрские окаменелости с о. Гукера Земли Франца-Иосифа. Тр. АНИИ, т. XII, Л., 1933.
- Орлов Н. А., Смирнов Л. П. О признаках нефти на Новой Земле. Тр. НГРИ, серия Б, вып. 29, Л., 1933.
- Павлов А. П. Юрские и нижнемеловые *Cephalopoda* Северной Сибири. Зап. Акад. наук, т. XXI, № 4, СПб., 1914.
- Павлов М. А. Обзор геологических работ и наблюдений полярной экспедиции лейт. Г. Я. Седова. Тр. Петрогр. об-ва естествоисп., т. XLVI, вып. 1, 1915.
- Павлов М. А. Дислокация в ледниках Земли Франца-Иосифа. Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 21, Владивосток, 1925.
- Павлова М. В. Описание ископаемых млекопитающих, собранных Русской полярной экспедицией в 1900—1903 гг. Зап. Акад. наук, т. XXI, № 1, 1906.
- Паллас П. С. О Ляховских островах. Сообщено акад. А. Севастьяновым. Продолж. Технол. журн., т. III, ч. 9, СПб., 1818.
- Панов Д. Г. Геоморфологический очерк губы Серебрянки (Новая Земля). Изв. РГО, т. 65, вып. 5, Л., 1933.
- Панов Д. Г. Основные черты тектоники Новой Земли. «Природа», № 5—6, Л., 1933.
- Панов Д. Г. Остров Митюшев (Новая Земля). Зап. по гидрографии № 1, Л., 1933.
- Панов Д. Г. Некоторые данные по геологии гор Литке и Ложкина в губе Серебрянке (Новая Земля). Изв. РГО, т. LXVI, вып. 5, 1934.
- Панов Д. Г. К геологии полуострова Адмиралтейства на Новой Земле. Изв. РГО, т. 67, вып. 1, Л., 1935.
- Панов Д. Г. Палеогеография Советской Арктики в четвертичное время. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 37, М., 1946.
- Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1963.
- Перфильев Ив. Краткий очерк географии о. Колгуева. «Северное хозяйство», № 10—12, Архангельск, 1928.
- Петренко А. А. Маршруты экскурсий в районе западного побережья Русской Гавани и острова Баренца. В сб. «Новоземельская экскурсия», ч. II, маршруты Междунар. геол. конгр., XVII сессия, Л., 1937.
- Петренко А. А. Материалы к геологии западного побережья Новой Земли между Маточкиным Шаром и губой Домашней. Тр. ВАИ, т. LVII, Л., 1937.
- Петренко А. А. Нижнекаменноугольные и верхнепалеозойские отложения района Русской Гавани и о. Баренца. В сб. «Новоземельская экскурсия», т. II, Маршруты Межд. геол. конгр., XVII сессия, Л., 1937.
- Петренко А. А. Основные черты геологии Северного острова Новой Земли к югу от Русской Гавани. Зап. Всес. Минер. о-ва, II сер., ч. 69, вып. 2—3, Л., 1940.
- Петренко А. А. Геологическое строение западной окраины Новой Земли между Русской Гаванью и губой Архангельской. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 18, М.—Л., 1945.
- Пинегин Н. В. Исследование Северной Земли. Бюлл. ВАИ, № 1—10, Л., 1931.
- Пинегин Н. В. Экспедиция Академии наук СССР на о. Большой Ляховский в 1927—1930 гг. Тр. СОПС, серия якутская, вып. 7, Л., 1932.
- Пиотрович В. В. Остров Геральда. «Научные работы на ледоколе «Красин» в 1935 г.». Изд-во Главсевморпути, М.—Л., 1936.
- Пирожников Л. П. Верхний триас о. Земли Вильчека (архипелаг Земля Франца-Иосифа). Докл. АН СССР, т. 120, № 4, М., 1958.

- Пирожников Л. П. Верхняя юра архипелага Земля Франца-Иосифа. Докл. АН СССР, т. 122, № 3, М., 1958.
- Погребницкий Ю. Е. Докембрийский фундамент Таймыра и его деформации в период образования складчатой области. В кн. «Тектоника Сибири», т. II, Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Погребницкий Ю. Е. К реконструкции докембрийского структурного плана центральной части севера Сибири. Тр. НИИГА, т. 145, Л., 1965.
- Погребницкий Ю. Е. Палеогеография центральной части Советской Арктики, под редакцией И. С. Грамберга, Тр. НИИГА, т. 150, Изд-во «Недра», Л., 1967.
- Попов Ю. Н. Верхнетриасовые аммониты и пелециподы Земли Франца-Иосифа. Сб. статей по палеонт. и биостратигр., вып. 12, НИИГА, Л., 1958.
- Попов Ю. Н. Отложения верхнего триаса на Земле Франца-Иосифа. «Природа», № 3, 1958.
- Попов Ю. Н. Корреляция отложений триаса Арктики и субарктических районов. Тр. НИИГА, т. 114, 1960.
- Порецкий В. С. Микропалеоботанический анализ четвертичных отложений о. Колгуева. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. V, вып. 1, Л., 1937.
- Пустовалов И. Ф. Геологический очерк западного побережья Новой Земли от Русской Гавани до залива Иностранцева. Тр. ВАИ, т. XXXVIII, Л., 1936.
- Пустовалов И. Ф. О находке нефти на северной оконечности Новой Земли. Тр. ВАИ, т. XXXVIII, Л., 1936.
- Пушаровский Ю. М. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР. Докл. Акад. наук СССР, т. 105, № 5, 1955.
- Пушаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1960.
- Равич М. Г., Погребницкий Ю. Е. Схема стратиграфии докембрийских отложений Таймыра. Тр. НИИГА, т. 145, 1965.
- Равич М. Г. и Чайка Л. А. Протерозойские месторождения и магматические формации горного Таймыра. В кн. «Петрография Восточной Сибири», т. I, Изд-во АН СССР, 1962.
- Рейн Е. Ф. Палеозойские остракоды Новой Земли. Тр. ВАИ, т. LVIII, Л., 1936.
- Ржонсницкая М. А. Девонская система. Полуостров Таймыр, Нордвикский район, Новосибирские острова и Северная Земля. Геол. строение СССР, т. I, Стратиграфия, М.—Л., 1958.
- Рогозов Ю. Г. Новый вид кораллов рода *Eryngophyllum* из турнейских отложений о. Вайгач. Сб. статей по палеонт. и биостратигр., вып. 18, НИИГА, Л., 1960.
- Романович Б. С. Нижний девон Новой Земли. Тр. НИИГА, т. 19, Л., 1951.
- Романович И. Ф. Возможный генезис околожильных изменений кварцевых жил о. Новая Земля. Изв. высш. уч. завед., «Геология и разведка», № 3, М., 1958.
- Романовский Н. Н. Новые данные о строении четвертичных отложений о. Большого Ляховского (Новосибирские острова). Науч. докл. высш. школы, Геол.-географ. науки, № 2, 1958.
- Романовский Н. Н. К вопросу о формах разрушения берегов о. Большого Ляховского. Сб. «Новосибирские острова». Тр. ААНИИ, т. 224, Л., 1963.
- Ронкина З. З., Басов В. А., Юдовный Е. Г., Очаповский Л. Б. Результаты тематических исследований на острове Бегичева и полуострове Хара-Тумус в 1959 г. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 17, Л., 1959.
- Ронкина З. З. Вещественный состав в условиях формирования юрских и меловых отложений севера центральной Сибири. Тр. НИИГА, т. 46, Л., 1965.
- Рудовиц Ю. Л. Новые данные о геологическом строении о. Колгуева. Бюлл. МОИП, отдел геол., т. 17, вып. 6, 1939.
- Русанов В. А. Статьи, лекции, письма. Изд. Главсевморпути, М.—Л., 1945.
- Рысков И. Л. Геологическое строение западного побережья Южного острова Новой Земли от губы Белужьей до губы Домашней. Тр. ВАИ, т. LVII, Л., 1937.
- Рыцк В. И. К геологии о. Врангеля. «Arctica», кн. IV, Л., 1936.
- Рябинин А. Н. Плезioзавр с Земли Франца-Иосифа. Тр. АНИИ, т. 58, Л., 1936.
- Саидова Х. М. Метод выделения фораминифер из донных отложений. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 19, М., 1956.
- Сакс В. Н. Геологический очерк Чукотского края. Тр. ВАИ, т. 87, Л., 1937.
- Сакс В. Н. Четвертичные отложения Новосибирских островов и Приморской низменности. «Проблемы Арктики», № 4, 1945.
- Сакс В. Н. Четвертичная история Земли Франца-Иосифа. «Проблемы Арктики», № 2, М., 1946.
- Сакс В. Н. Были ли в прошлом ледники на о. Врангеля? «Природа», № 12, 1947.
- Сакс В. Н. Развитие рельефа и гидрогеографической сети Советской Арктики в четвертичный период. Тр. 2-го Всес. геогр. съезда, т. II, 1948.
- Сакс В. Н. Опыт восстановления истории развития Сибири в четвертичный период. Мат. по четверт. периоду, вып. 3, 1952.
- Сакс В. Н., Белов Н. А., Лапина Н. Н. Современные представления о геологии центральной Арктики. «Природа», № 7, 1955.

- Сакс В. Н. Новые данные по истории геологического развития Сибири в четвертичный период. Вопросы геологии Азии, т. II. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Сакс В. Н., Белов Н. А., Лапина Н. Н., Левин Д. В. Геология и морфология дна центральной части Арктического бассейна. Тезисы докладов на XI Генеральной ассамблее Междунар. геодез. и геофиз. союза. Изд-во АН СССР, 1957.
- Сакс В. Н. и Ронкина З. З. Стратиграфия юрских и меловых отложений Усть-Енисейской впадины. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 90, 1957.
- Сакс В. Н. Проблемы геологии Арктики. Вестн. Академии Наук СССР, № 6, 1960.
- Сакс В. Н. Геологическое строение Северного Ледовитого океана на протяжении мезозойской эры. Межд. геол. конгр., XXI сессия, проблема 12. Региональн. палеогеография, М., 1960.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И., Басов В. А., Бондаренко Н. М. Стратиграфия юрской и меловой систем на севере СССР. Изд-во АН СССР, 1963.
- Самойлов Я. В., Горшкова Т. И. Осадки Баренцова и Карского морей. Тр. Плав. мор. науч. ин-та, т. I, вып. 14, М., 1924.
- Самойлович Р. Л. Краткие сведения об экспедициях на Новую Землю в 1921, 1923, 1924, 1925 и 1927 гг. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 40, М., 1929.
- Самойлович Р. Л. Геологический очерк Земли Франца-Иосифа. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 47, Л., 1930.
- Самойлович Р. Л., Иванов И. М. Некоторые данные по геологии и геоморфологии Земли Франца-Иосифа. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 49, Л., 1931.
- Самойлович Р. Л. Геоморфологические и гляциологические наблюдения во время полета на воздушном корабле «Граф Цеппелин» летом 1931 г. 1933.
- Самойлович Р. Л., Бодылевский В. И. О некоторых юрских окаменелостях с о. Гукера (Земля Франца-Иосифа). Тр. АНИИ, т. XII, Л., 1933.
- Сватков Н. М. Ледники новой Земли. «Природа», № 3, 1960.
- Сватков Н. М. Динамика ледника Шокальского (о. Новая Земля) и ее зависимость от колебания климата. Межд. геофиз. год 1957—1959. Инст. геогр. АН СССР, Мат. гляциол. исслед., вып. 1, М., 1961.
- Сватков Н. М. Природа острова Врангеля. Сб. «Проблемы Севера», вып. 4. Изд-во АН СССР, 1961.
- Свитальский Н. Н. Альбитовые диабазы Крестовой губы и губы Сульменево. Тр. Геол. и литол. музея им. Петра Великого, т. IV, вып. 5, Л., 1924.
- Свердруп Г. У. Плавание на судне «Мод» в водах морей Лаптевых и Восточносибирского. С предисловием П. В. Виттенбурга. Мат. КЯР АН СССР, вып. 30, Л., 1930.
- Седов Г. Я. Экспедиция по исследованию губы Крестовой на Новой Земле в 1910 г. Зап. по гидрографии, т. II, XLIII, вып. 1, 1919.
- Семенов Ю. П. К вопросу о классификации осадков современных морских бассейнов. Инф. сб. ин-та геологии Арктики. Вып. 32, 1962.
- Семенов Ю. П. Минералогический состав донных отложений Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Уч. зап. НИИГА, вып. 4, 1964.
- Семенов Ю. П. О некоторых особенностях формирования донных отложений Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Тр. НИИГА, т. 143, 1965.
- Семихатова С. В. Каменноугольные брахиоподы с о. Берга (Новая Земля). Тр. Всес. науч.-иссл. ин-та морск. рыбн. хоз-ва и океанографии, т. I, М., 1935.
- Смирнов Л. П. Проблемы нефтеносности Советской Арктики. «Arctica», кн. III, Л., 1935.
- Смирнова М. А. О первых находках рода *Roemeriopora* Kraiz в Советской Арктике. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. НИИГА, Л., 1957.
- Соколов В. Н. Геологическое строение северной части Западно-Сибирской низменности. Тр. НИИГА, т. 81, 1957.
- Соколов В. Н. Северная часть Западно-Сибирской низменности. В кн. «Четверт. отл. Сов. Арктики», Тр. НИИГА, т. 91, 1959.
- Соколов Д. Н. Ауцеллы с севера и востока Сибири. Зап. Акад. наук, VIII серия, т. XXI, № 3, СПб., 1908.
- Соколов Д. Н. Мезозойские окаменелости с о. Преображения и о. Бегичева. Тр. Геол. музея Акад. наук, т. 4, вып. 3, СПб., 1910.
- Соколов Д. Н. Окаменелости из валунов на Новой Земле. Тр. Геол. музея им. Петра Великого, т. VI, СПб., 1913.
- Солнцев Н. А. Современное побережье о. Колгуева. Уч. зап. МГУ, вып. 16, М., 1937.
- Солнцев Н. А. Остров Колгуев (физико-географический очерк). Уч. зап. СГУ, вып. 14, М., 1938.
- Сороков Д. С. Стратиграфия дочетвертичных отложений Новосибирского архипелага. Тр. Межд. совещ. по разработке унифицир. страт. схем Северо-Востока СССР в 1957 г. Магадан, 1959.

- Сперанская И. М. Кайнозойская формация платобазальтов северного побережья Охотского моря. «Геология и геофизика», № 2, Новосибирск, 1962.
- Спижарский Т. Н. Некоторые данные по геоморфологии Земли Франца-Иосифа. Тр. АНИИ, т. XI, Л., 1936.
- Спижарский Т. Н. Геологический очерк Земли Франца-Иосифа и о. Виктория. Тр. АНИИ, т. 87, Л., 1937.
- Старокадомский Л. М. Открытие новых земель в Северном Ледовитом океане, П., 1915.
- Старокадомский Л. М. Через Ледовитый океан из Владивостока в Архангельск, П., 1916.
- Степанов В. Н. Некоторые данные в пользу существования Земли Андреева и соединения в прошлом о. Врангеля с материком. «Проблемы Арктики», № 2, 1948.
- Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, М., 1954.
- Стрелков С. А. и др. Четвертичные отложения Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 91, Л., 1959.
- Таманова С. В. Некоторые данные о составе и распределении фораминифер в донных осадках Чукотского моря. Уч. зап., сер. палеонтол. и биостратигр., вып. 3. Изд. НИИГА, Л., 1963.
- Тест Б. И. К материалам о базальтах Земли Франца-Иосифа. Тр. АНИИ, т. LXXVI, Л., 1936.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколывья. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 1, Магадан, 1962.
- Тильман С. М. К истории тектонического развития восточной Арктики. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. II, Магадан, 1964.
- Тильман С. М., Богданов Н. А. Общие черты развития палеозойских структур о. Врангеля и западной части хребта Брукса (Аляска). В сб. «Складчатые области Евразии». Изд. «Наука», М., 1964.
- Токарев В. А. Об изучении геологии дна морей Советской Арктики. «Природа», № 5, Л., 1946.
- Токарев В. А. Начало геологического изучения полярного шельфа. «Природа», № 7, 1947.
- Толль Э. В. Об экспедиции на Новосибирские острова и побережье Ледовитого океана от Святого Носа до Хатангской губы. Зап. Акад. наук, т. 75, кн. 1. СПб., 1894.
- Толль Э. В. Экспедиция Академии наук в 1893 г. на Новосибирские острова и побережье Ледовитого океана. (Сообщение на общем собрании РГО 6 апреля 1894 г.). Изв. РГО, т. XIX, СПб., 1895(?).
- Толль Э. В. Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и ледниковому периоду. Отд. оттиск из Зап. РГО, СПб., 1897.
- Толль Э. В. Отчет о двухкратном путешествии на Новосибирские острова и об исследованиях от р. Яны до р. Анабара. Изв. Акад. наук, т. X, № 1, 1899.
- Толль Э. В. Очерк геологии Новосибирских островов и важнейшие задачи изучения полярных стран. Зап. Акад. наук, т. 9, № 1, СПб., 1899.
- Толмачев И. П. Заметки о геологии о. Врангеля и о. Геральда. Изв. Акад. наук, т. VI, № 2, СПб., 1912.
- Урванцев Н. Н. Главнейшие результаты астрономо-геодезических и геологических работ научно-исследовательской станции Арктического института на островах Северной Земли. Бюлл. ВАИ, № 8—10, Л., 1932.
- Урванцев Н. Н. К геологии Северной Земли. Изв. ВГРО, т. LI, вып. 9, Л., 1932.
- Урванцев Н. Н. Сведения о результатах геолого-геоморфологического обследования Северной Земли. Бюлл. ВАИ, № 2, Л., 1932.
- Урванцев Н. Н. К картографии Северной Земли. Изв. Горно-геол. объедин., т. LXV, вып. 6, Л., 1933.
- Урванцев Н. Н. Северная Земля. Краткий очерк исследований. Изд. ВАИ, Л., 1933.
- Урванцев Н. Н. Два года на Северной Земле. Изд. Главсевморпути, 1935.
- Устимович Н. М. Остров Бегичева, его открытие, описание. Тр. Полярной комис., вып. 2. Изд-во АН СССР, 1932.
- Устрицкий В. И., Черняк Г. Е. Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра. Тр. НИИГА, т. 134, Л., 1963.
- Филатова З. А. Общий обзор фауны двустворчатых моллюсков северных морей СССР. Тр. Ин-та океанологии, т. XX. Изд-во АН СССР, М., 1957.
- Филатова З. А. Зоогеографическое районирование северных морей по распространению двустворчатых моллюсков. Тр. Ин-та океанол., т. XXIII, М., 1957.
- Фредерикс Г. Н. Материалы по фауне новоземельской перми. Тр. ВАИ, т. 49, Л., 1936.
- Хабаков А. В. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 15, М.—Л., 1945.

- Харланд В. Б. Схема структурной истории Шпицбергена. Сб. «Геология Арктики». Изд. «Мир», М., 1964.
- Хейзен В. К. Рифтовая долина на дне океана. Океанология, т. III, вып. 1, М., 1963.
- Хмызников П. К. О размыве берегов моря Лаптевых. Сб. «Севморпуть», Изд. Главсевморпути, вып. 7, 1937.
- Черкесов В. Ю. Верхнесилурийские кораллы *Rugosa* из долины Русанова на Новой Земле. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. I, «Новая Земля», Л., 1932.
- Черкесова С. В. Девонская система. Новая Земля и Вайгач. Геол. строение СССР, т. I, М.—Л., 1938.
- Черкесова С. В. О фашиальных переходах в толще среднедевонских отложений Южного острова Новой Земли и о. Вайгач. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 11, НИИГА, Л., 1958.
- Черкесова С. В. О некоторых представителях рода *Lazutkinia* из среднедевонских отложений Южного острова Новой Земли. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 18, НИИГА, Л., 1960.
- Черкесова С. В. О характере изменчивости *Liorhynchus biplicatus* Nalivkin. Тр. НИИГА, т. III, Л., 1960.
- Чернышев Б. Б. Верхнесилурийские и девонские *Tabulata* Новой Земли, Северной Земли и Таймыра. Тр. ВАИ, т. 91, вып. 1, Л., 1937.
- Чернышев Б. Б. *Tabulata* о. Вайгача. Тр. ВАИ, т. 101, Л., 1938.
- Чернышев В. В., Гецева Р. В. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья Костина Шара на Новой Земле. Тр. ВИМС, вып. 92, М.—Л., 1935.
- Чернышев Ф. Н. Сведения о нахождении полезных ископаемых на Новой Земле. Изв. Геол. ком., т. IV, № 10, СПб., 1885.
- Чернышев Ф. Н. О геологическом строении Новой Земли. Зап. Минер. об-ва, II сер., ч. 31, СПб., 1894.
- Чернышев Ф. Н. Новоземельская экспедиция 1895 г. Изв. РГО, т. XXXII, вып. 1, 1896.
- Чернышев Ф. Н. О наиболее существенных чертах тектоники Новой Земли. Зап. Минер. об-ва, сер. 2, ч. 34, вып. 1, СПб., 1895—1896.
- Чернышев Ф. Н. О тектонике Новой Земли. Зап. Минер. об-ва, II сер., ч. 4, СПб., 1896.
- Чернышев Ф. Н., Яковлев Н. Н. Фауна известняков мыса Гребень на Вайгаче и р. Нехватовой на Новой Земле. Изв. Геол. ком., т. XVII, № 8, 1898.
- Черняк Г. Е. Биостратиграфия карбона Новосибирских островов. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 8, НИИГА, Л., 1958.
- Шатский Н. С. О тектонике Арктики. Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Тр. Первой геол.-разв. конф. Главсевморпути 1935 г., т. I. Геология, Л., 1935.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Труды ВНИИ—I. Геол., вып. 49. Магадан, 1959.
- Шинард Ф. Геология моря. ИЛ, 1961.
- Шмидт Ф. Б. Сообщение о геологических результатах поездки барона Э. В. Толля на о. Беннета. Тр. С.-петерб. об-ва естествоиспыт., 36, вып. 1, 1904—1905.
- Штилле Г. Избранные труды. Изд. «Мир», М., 1964.
- Шульгина Н. И. Аммониты Земли Франца-Иосифа и Таймыра и их значение для зонального расчленения кимериджа в Арктике. Тр. НИИГА, т. III, Л., 1960.
- Шумский П. А. Гляциологический и геоморфологический очерк острова Генриетты. Изв. ГГО, т. 71, вып. 9, Л., 1939.
- Шумский П. А. Современное оледенение Советской Арктики. Тр. АНИИ, т. 11, Л., 1942.
- Шумский П. А. Современное оледенение Советской Арктики. Вопросы географии, сб. 4, Гляциология и геоморфология, 1947.
- Щедрина З. Г. Фораминиферы (Foraminifera) Чукотского моря и Берингова пролива. Крайний Северо-Восток Союза ССР, т. II, Изд-во АН СССР, 1952.
- Щедрина З. Г. Об ископаемых фораминиферах в донных отложениях Карского моря. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., НИИГА, вып. 11, 1958.
- Щедрина З. Г. Фораминиферы (Foraminifera) высоких широт Арктического бассейна. Тр. АНИИ, т. 259, Изд-во «Транспорт», М.—Л., 1964.
- Янишевский М. Э. Граптолиты с Новой Земли. Тр. ВАИ, т. XXI, Л., 1935.
- Яшина З. И. Четвертичные отложения Советской Арктики. Острова Врангеля и Геральд. Тр. НИИГА, т. 91, Л., 1959.

Backlund H. On the eastern part of the Arctic Basalt plateau. Med. Acad. Abo, geol.-mineral. inst., N 1, Abo, 1920.

Backlund H. Die Magmasteine der Geosynklinale von Nowaja Semlja. Rep. Sci. Results of the Norw. Exp. to Novaja Zemlya, 1921, N 45, Oslo, 1930.

- Born Zur Kenntniss einer Orogene der Taymyr — Halbinsel. Geol. Rundschau, Bd. XXIV, H. 3/4, Leipzig, 1933.
- Cissarz A. Petrographische Untersuchungen von Sedimentgesteinen aus Nowaja Semlja und deren metamorphe Umwandlungen. Rep. Sci. Results of the Norw. Exp. to Novaya Zemlya, 1921, N 37, Oslo, 1927.
- Ellsworth L. and Smith E. Report of the preliminary results of the Aeroarctic expedition with «Graf Zeppelin», 1931. The Geogr. Rev. vol. XXII, N 1, New York, 1932.
- Fielden H. and Bonney P. Notes of the glacial geology of Arctic Europe and its islands. The Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 52, N 205.
- Florin R. Die fossilen Ginkgophyten von Franz-Joseph-Land nebst Erörterungen über vermeintliche Cordaitales mesozoischen Altes. Actus Paleontographica. Beitr. z. Naturgeschichte. d. Vorzeit. Bd. LXXXI, Abt. 13, Stuttgart, 1936.
- Foerste A. Cephalopodes from Nesnayemi and Sulmeneva fiords in Novaya Zemlia. Rep. Sci. Results Norw. Exp. 1921, N 3, Oslo, 1925.
- Frebold H. Verbreitung und Ausbildung des Mesozoikums in Spitzbergen nebst einer Revision der Stratigraphie des Jura und der Unterkriede in Nowaja Semlja und einem Entwurf der mesozoischen Entwicklungsgeschichte der Barentseeschelf Skrifitor om Svakbard og ishavet, N 31, Oslo, 1930.
- Frebold H. Geologie von Spitzbergen, des Bäreninsel, des König Karl und Franz-Josef Landes. Berlin, 1935.
- Frebold H. Geologie des Barentsschelfes. Abhandl. deutsch. Acad. Wiss. Berlin, 1950, N 5.
- Grönlie O. T. Contributions to the Quarternary geology of N. Zemlya. Rep. of the Sci. Res. Norw. Exp. to N. Zemlya, 1921, Kristiania, 1924.
- Heer O. Über fossile Pflanzen von Nowaja Semlja. Kongliga Svenska Vetenskops Akademiens Handlinger. Stockholm, 1878.
- Heuglin M. Beiträge zur Fauna, Flora und Geologie von Spitzbergen und Novaja Semlja. Reisen nach dem Nordpolarmeer in den Jahren 1870 und 1871, Bd. 3, Braunschweig, 1874.
- Höfer H. Graf Wilczek's Nordpolarfahrt in Jahre 1872. Petermanns Geogr. Mitt. N 21, 1875.
- Holm G. and Westergaard A. H. A Middle Cambrian fauna from Bennett Island. Зап. АН СССР, сер. VIII, т. 8, Л., 1930.
- Holtedahl O. On the rook formation of Novaya Zemlya. Report of the scientific results of the Norwegian Expedition to Novaya Zemlya, N 8, 1921.
- Holtedahl O. An Upper Cambrian fauna of Pacific type in the European Arctic region. Amer. J. Sci., New Haven, 1922.
- Holtedahl O. Tectonics of the Arctic regions. Pan. Amer. Geologist. Desmainses, vol. 46, 1926.
- Holtedahl O. On the rock formations of Novaya Zemlya with notes on the Paleozoic stratigraphy of other Arctic Lands. Rep. Sci. Res. Norw. Exp. to Novaya Zemlya, 1921, N 2, Oslo, 1930.
- Horn G. Some geological results of the Norwegian Expedition to Franz-Land. 1930. Norsk Geol. Tids., B. XI, H. 3—4, Oslo, 1932.
- Kettlitz R. Observation of the geology of Frans-Josef-Land. Quart. Geol. Soc., vol. LIV, London, 1898.
- Kider I. A. Bothriolepis fauna from Akrchangel Bay Novaya Zemlya. Rep. Sci. Results of the Norw. Exp. to Novaya Zemlya, 1921, vol. 2, N 32, Oslo, 1928.
- Lee G. A. Carboniferous fauna from Novaya Zemlya, collected by Dr. W. Bruce; with notes on the corals by R. G. Carruthers. Trans. Roy. Soc., Edinburgh, 1909, vol. 47, N 7.
- Nansen Fr. Some results of the Norwegian Arctic Expedition, 1893—1896. Geogr. J., vol. IX, London, 1897.
- Nansen Fr. A geological sketch of Cape Flora and its neighbourhood. The Norwegian Polar Expedition, 1893—1896. Sci. Results, vol. I, Christiania, 1900.
- Nathorst A. G. Zur palaozoischen Flora der arctischen Zone Enthalten die auf Spitzbergen auf der Bäreninseln und auf Nowaja Zemlja von des Schwedischen Expedition entdedten palaozoischen Pflanzen. Svensk. Vetensk. Aakad. Handl., Bd. XXVI, Stockholm, 1894.
- Nathorst A. Fossil plants from Franz-Josef Land. The Norwegian Polar Expedition 1893—1896. Sci. Results, vol. I, Christiania, 1900.
- Nathorst A. G. Über Trias und Jurapflanzen von der Insel Kotelny. Зап. Ак. наук, сер. VIII, т. XXI, № 2, 1907.
- Okland F. Land und Süßwasserfauna von Nowaja Semlja. Rep. Results Norw. Expedition N. Zemlya, 1921, Oslo, 1930.
- Payer I. The Austro-Hangurian Polar Expedition of 1872—4. J. Roy. Geogr. Soc., vol. 45, 1875.

Pearson H. Beyond Petchora eastward. Two summer voyages to Novaya Zemlya and the islands of the Barents Sea. With appendices on the botany and geology by H. W. Filden. London, 1899.

Pompecky I. The Jurassik Fauna of Cape Flora Franz-Josef Land. The Norwegian Polar Expedition 1893—1896. Scientific Results edited by F. Nansen, vol. I, London, 1900.

Salfeld H. und Frebold H. Jura und Kreidefossilien von Nowaja Semlja. Rep. of the Expedition to Nowaya Zemlya, 1921, vol. 2, N 23, Oslo, 1924.

Schrenk A. Reise nach dem Nordosten des europäischen Russlands, durch die Tundren der Samojuden zum arctischen Uralgebirge. Erster Teil, Dorpt, 1848. Zweiter Teil, Dorpt, 1854.

Tullberg S. A. Über Versteinerungen aus den Aucellenschichten Nowaja Semlja. Bihang till Svenska Vet. Akad. Handlingen. Bd. VI, N 3, Stockholm, 1881.

Voit F. W. Über einen neuen Typus einer Lagerstätte von gediegen Kupfer auf Nowaja Semlja. Zeitschrift für praktischen Geologie, XXI, Berlin, 1913.

Walcott Ch. D. Ozarkian Brachiopods from Novaya Zemlya. Rep. of the Scient. Res. of the Norw. Exp. to N. Z. 1921, vol. 2, N 25, Oslo, 1928.

Walcott Ch. D. and Resser Ch. B. Trilobites from the Ozarkian sandstones of the island of Novaya Zemlya. Rep. Sci. Res. Norw. Exh. to N. Zemlya 1921, Oslo, 1928.

Whitfield R. Notes on some Jurassic fossils from Franz-Josef Land, brought by a member of the Ziegler Exploring Expedition. Bull. Amer. Nat. Hist., vol. XXII, N., Y., 1906.

Wichmann Arthur. Zur Geologie von Nowaja Semlja. Z. Deutsch. Geol. Gesellschaft, Bd. XXXVIII, Gotha, 1886.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	7
Глава I. История геологических исследований	9
История геологических исследований островов Советской Арктики. <i>В. А. Вакар</i>	9
История изучения геологического строения дна арктических морей. <i>О. Н. Кулешова</i>	21
История исследований осадков шельфовых морей Советской Арктики и Арктического бассейна. <i>О. Н. Кулешова</i>	21
История изучения геологии и геоморфологии морского дна. <i>В. А. Вакар</i>	24
Глава II. Физико-географическая характеристика островов Советской Арктики. <i>Н. Г. Загорская, Я. Я. Гаккель</i>	27
Глава III. Основные черты геологического строения островов Советской Арктики. <i>Б. В. Ткаченко</i>	54
Глава IV. Острова Баренцова моря	60
Земля Франца-Иосифа и о. Виктория. <i>В. Д. Дибнер</i>	—
Стратиграфия	61
Магматизм	89
Тектоника	97
История геологического развития	102
Остров Колгуев. <i>Н. Г. Загорская</i>	108
Глава V. Новая Земля и Вайгач. Б. С. Романович	111
Стратиграфия. <i>Б. С. Романович</i>	112
Нижнепалеозойские образования. <i>Б. С. Романович</i>	112
Кембрийская система. <i>Б. С. Романович</i>	116
Ордовикская система. <i>В. И. Бондарев</i>	119
Силурийская система. <i>С. В. Черкесова</i>	126
Девонская система. <i>С. В. Черкесова</i>	130
Каменноугольная система. <i>Ю. Г. Rogozov</i>	138
Пермская система. <i>В. И. Устрицкий</i>	149
Мезозойские отложения. <i>Б. С. Романович</i>	155
Четвертичная система. <i>Н. Г. Загорская</i>	160
Магматизм. <i>Б. С. Романович</i>	165
Тектоника. <i>Б. С. Романович</i>	179
История геологического развития. <i>Б. С. Романович</i>	190
Глава VI. Острова Карского моря. В. Д. Дибнер, В. В. Захаров	196
Глава VII. Острова Таймырского мелководья. Ю. Е. Погребницкий	208
Глава VIII. Острова моря Лаптевых. З. З. Ронкина	227
Глава IX. Северная Земля. Б. Х. Егиазаров	237
Стратиграфия	239
Протерозой	240
Кембрийская система	251
Ордовикская система	252
Силурийская система	257
Девонская система	262
Нерасчлененные отложения верхнего триаса — нижней юры (?)	274
Верхнеюрские отложения	275

	Стр.
Меловая система	276
Палеогеновая система	274
Четвертичная система	278
Магматизм	285
Тектоника	298
История геологического развития	315
Глава X. Новосибирские острова. Д. А. Вольнов, В. Н. Войцеховский, О. А. Иванова, Д. С. Сороков, Д. С. Яшин	324
Стратиграфия	325
Протерозойская группа	325
Палеозойская группа	327
Мезозойская группа	337
Кайнозойская группа	347
Магматизм	354
Тектоника	364
История геологического развития	371
Глава XI. Острова Восточно-Сибирского и Чукотского морей	375
Острова Медвежья, Айон, Роутан и Геральд. <i>Б. Х. Егиазаров</i>	—
Остров Врангеля. <i>С. М. Тильман, Н. А. Богданов, С. Г. Бялбуженский, А. Д. Чехов</i>	377
Стратиграфия	378
Магматизм	390
Тектоника	394
История геологического развития	401
Глава XII. Геоморфология островов и морского дна Советского сектора Северного Ледовитого океана. В. Д. Дибнер	405
Глава XIII. Тектоническое строение островов Советской Арктики и прилегающих к ним областей. И. П. Атласов, В. А. Вакар, В. Д. Дибнер, Б. Х. Егиазаров, А. В. Зимкин, К. О. Кратц, Д. В. Левин, Б. С. Романович	432
Глава XIV. История геологического развития островов Советской Арктики и прилегающих к ним областей. Б. В. Ткаченко, М. Г. Равич, Н. Г. Загорская	448
Глава XV. Донные осадки арктических морей. Н. Н. Лапина, Н. А. Белов, Н. Н. Куликов, Ю. П. Семенов, М. А. Спиридонов	485
Характеристика донных осадков	486
Баренцево море	486
Карское море	496
Море Лаптевых	506
Восточно-Сибирское и Чукотское моря	513
Арктический бассейн	520
Закономерности формирования и распределения осадков на дне полярных морей и прилегающей части Арктического бассейна	525
Литература	531

Коллектив авторов
ГЕОЛОГИЯ СССР,
ОСТРОВА СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ
том XXVI

Редактор издательства *Л. М. Старикова*
Техн. редактор *Т. М. Шамова*
Корректор *Л. М. Кауфман*

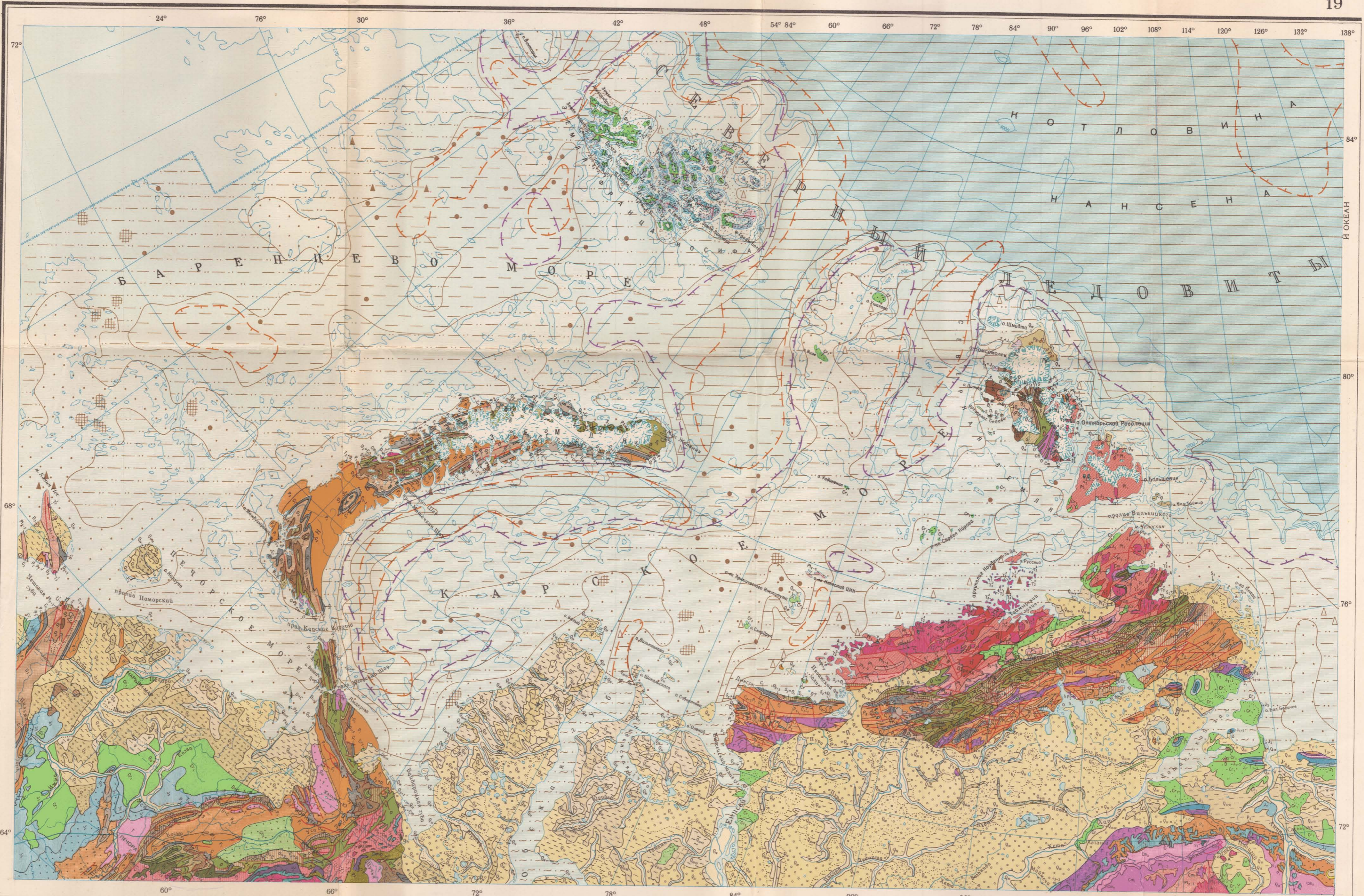
Сдано в набор 5/IX-1969 г.
Подписано в печать 28/IV-1970 г. Т-07126
Формат 70×108^{1/16} Печ. л. 37,5 с 3 вкл.+
+4,25 (5 цв. карт на 6-ти листах)
Усл. печ. л. 58,45 Уч.-изд. л. 55,12 в т.ч.
5,12 цв. карты Бумага № 1 и офсетная
Индекс 3-4-1 Заказа 909/10783-1
Тираж 1000 экз. Цена 4 р. 52 к. с прилож.

Издательство «Недра»
Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19
Ленинградская картфабрика ВАГТ

ОБЗО ГЕОЛОГИЧЕС ОСТРОВОВ СОВЕ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ Ч

Масштаб 1:

19



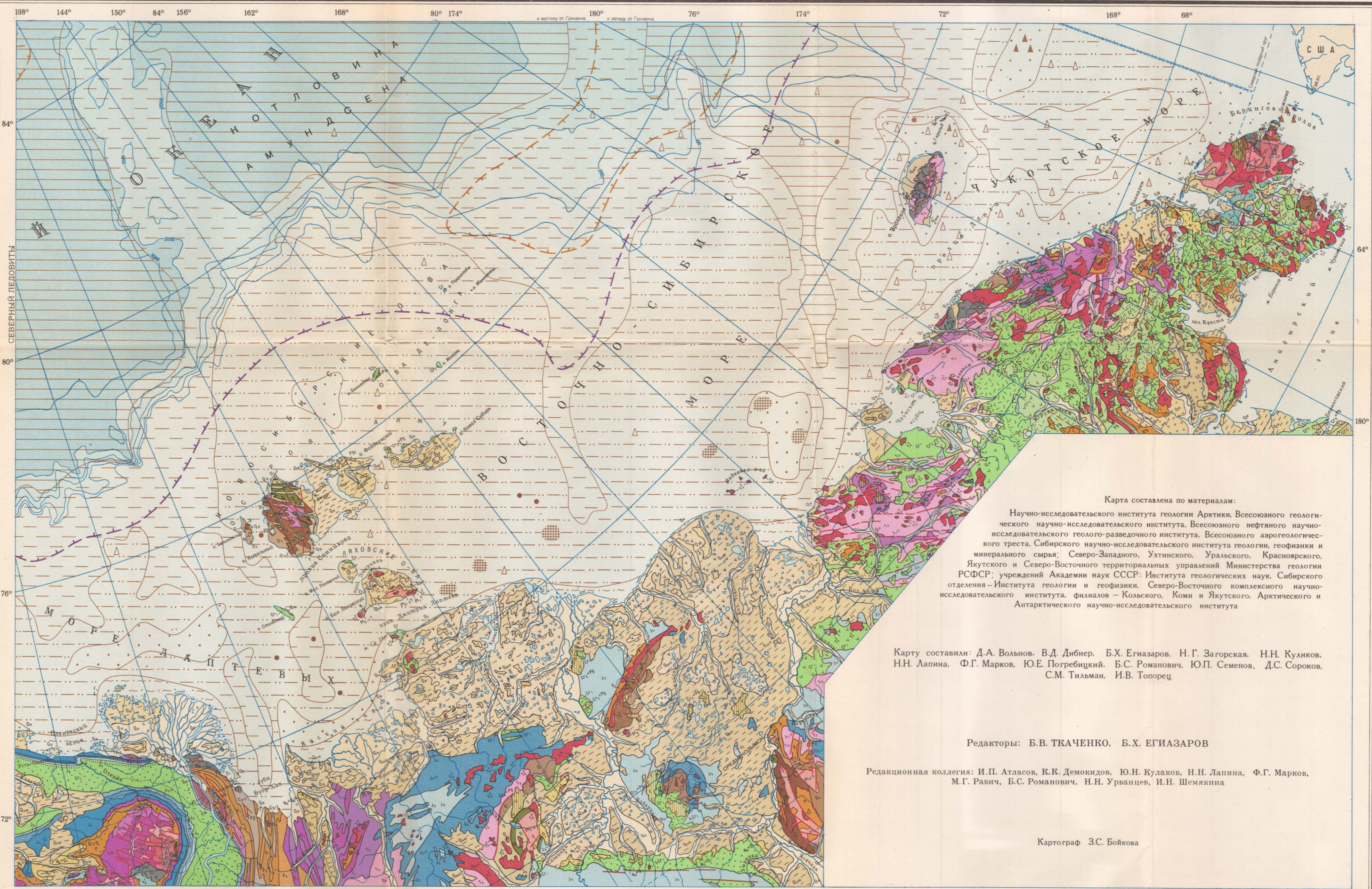
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА		МЕЛОВЫЕ СИСТЕМА		ТРАССОВАЯ СИСТЕМА		ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА	
Q	Нерасчлененные отложения	C ₁ +P ₀	Меловая система, верхний отдел и палеогеновая система	T ₂₊₃	Средний и верхний отделы	D ₄	Девонская и каменноугольная системы
Q _п	Современные отложения	C _т	Нерасчлененные отложения	T ₁	Средний отдел	D ₃₊₄	Девонская система, верхний отдел и каменноугольная система, нижний отдел
Q _{квч}	Верхнечетвертичные и современные отложения	C ₂	Верхний отдел	T ₁₊₂	Нижний и средний отделы	D	Нерасчлененные отложения
Q _к	Верхнечетвертичные отложения	C ₃	Нижний отдел	T ₀	Нижний отдел	D ₁	Верхний отдел
Q _{квч}	Среднечетвертичные и верхнечетвертичные отложения	J ₂₊₃	Юрская система, верхний отдел и меловая система, нижний отдел	P	Нерасчлененные отложения	D ₂₊₃	Средний и верхний отделы
Q _к	Среднечетвертичные отложения	J	Нерасчлененные отложения	P ₁	Верхний отдел	D ₂	Средний отдел
Q _н	Нижнечетвертичные отложения	J ₁	Верхний отдел	P ₀	Нижний отдел	D ₁₊₂	Нижний и средний отделы
N ₂₊₃	Плиоценовые и нижнечетвертичные отложения	J ₂₊₃	Средний и верхний отделы	C ₁ +P ₁	Каменноугольная система, верхний отдел и пермская система, нижний отдел	D ₁	Нижний отдел
N	Нерасчлененные отложения	J ₂	Средний отдел	C	Нерасчлененные отложения	S ₂₊₃	Силурийская система, верхний отдел и девонская система, нижний отдел
N ₂	Плиоцен	J ₁₊₂	Нижний и средний отделы	C ₁	Верхний отдел	S	Нерасчлененные отложения
N ₁	Миоцен	J ₁	Нижний отдел	C ₂₊₃	Средний и верхний отделы	S ₂	Верхний отдел
P ₂	Нерасчлененные отложения	T ₂₊₃	Триассовая система, верхний отдел и юрская система, нижний отдел	C ₂	Средний отдел	S ₁	Нижний отдел
P ₂₊₃	Олигоцен	T	Нерасчлененные отложения	C ₁	Нижний отдел	O-S	Ордовикская и силурийская системы
P ₂₊₃	Палеоцен и эоцен	T ₂	Верхний отдел	P ₂₊₃	Средний палеозой	P ₂₊₃	Нижний палеозой

РНАЯ КАЯ КАРТА ТСКОЙ АРКТИКИ АСТИ КОНТИНЕНТА

5 000 000

67

Приложение к тому XXVI „Геология СССР“



Карта составлена по материалам:
Научно-исследовательского института геологии Арктики, Всесоюзного геологического научно-исследовательского института, Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологического института, Всесоюзного австрогеологического треста, Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья, Северо-Западного, Ухтинского, Уральского, Красноярского, Якутского и Северо-Восточного территориальных управлений Министерства геологии РСФСР; учреждений Академии наук СССР: Института геологических наук, Сибирского отделения – Института геологии и геофизики, Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института, филиалов – Кольского, Коми и Якутского, Арктического и Антарктического научно-исследовательского института

Карту составили: Д.А. Вольнов, В.Д. Дибнер, Б.Х. Егизаров, Н.Г. Загорская, Н.Н. Куликов, Н.Н. Лапина, Ф.Г. Марков, Ю.Е. Погребницкий, Б.С. Романович, Ю.П. Семенов, Д.С. Сороков, С.М. Тильман, И.В. Топорев

Редакторы: Б.В. ТКАЧЕНКО, Б.Х. ЕГИАЗАРОВ

Редакционная коллегия: И.П. Атласов, К.К. Демюкидов, Ю.Н. Кулаков, Н.Н. Лапина, Ф.Г. Марков, М.Г. Равич, Б.С. Романович, Н.Н. Урганцев, И.Н. Шемякина

Картограф З.С. Бойкова

Б О З Н А Ч Е Н И Я

ОПЛОДНИТЕЛЬНАЯ СИСТЕМА

- О₃ – Нерасчлененные отложения
- О₁ – Верхний отдел
- О₂₋₁ – Средний и верхний отделы
- О₂ – Средний отдел
- О₁ – Нижний отдел

ПРОТЕРОЗОИ

- Р₂ – Средний протерозой
- Р₁ – Нижний протерозой
- А – Архей

НЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

- Сп – Нерасчлененные отложения
- Сп₃ – Верхний отдел
- Сп₂₋₁ – Средний и верхний отделы
- Сп₂ – Средний отдел
- Сп₁ – Нижний отдел

ПРОТЕРОЗОИ

- Р₁₋₂ – Верхний протерозой – нембрийская система
- Р₁ – Нерасчлененные отложения
- Р₁ – Верхний протерозой
- Р₁₋₂ – Средний – верхний протерозой

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

- Морские
- Ледниково-морские
- Ледниковые
- Водноталовые
- Речные
- Озерные
- Озerno-болотные

ШТРИХОВЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Нислого состава
- Среднего и осевого состава
- Различного состава
- Континентальные отложения
- Разрывные нарушения установленные и предполагаемые
- Границы фаций одноэрастных отложений
- Ледники

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Породы	Возраст пород									
	Сг	У	Т	Р-С ₂	С ₁ -S	О-Сп	Р ₂	Р ₁	А	
Гранитоиды	γ	γ ₁	γ ₂	γ ₃	γ ₄	γ ₅	γ ₆	γ ₇	γ ₈	γ ₉
Дярилы	δ	δ ₁	δ ₂	δ ₃	δ ₄	δ ₅	δ ₆	δ ₇	δ ₈	δ ₉
Диабазы, габбро, долериты	ч	ч ₁	ч ₂	ч ₃	ч ₄	ч ₅	ч ₆	ч ₇	ч ₈	ч ₉
Перидотиты, пироксениты	о	о ₁	о ₂	о ₃	о ₄	о ₅	о ₆	о ₇	о ₈	о ₉
Сyenиты, мезониты	ξ	ξ ₁	ξ ₂	ξ ₃	ξ ₄	ξ ₅	ξ ₆	ξ ₇	ξ ₈	ξ ₉

Интрузии, возраст которых определяется в широких пределах, индексируются соответственно этим пределам (например, габброиды ранне-среднепалеозойские – γ₁, граниты пермо-триасовые – τ₁₋₃)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

- Аллювиально-морские
- Ледниково-морские

МОРСКИЕ

- Зоны преимущественного размыва и перемыва осадков
- Зоны преимущественной аккумуляции осадков разной зернистости
- Зоны устойчивой аккумуляции осадков разной зернистости
- Зоны устойчивой аккумуляции тонкодисперсных осадков

Границы областей распространения типов донных отложений

Дополнительные обозначения

- Области распространения слабожелезистых осадков
- Области распространения слабожелезистых осадков
- Места находок железно-марганцевых конкреций
- Участки выходов разнечетвертичных отложений
- Участки выходов четвертичных пород
- Места находок россыпного крупнообломочного материала ледового разрыва

ШКАЛА ГЛУБИНЫ В МЕТРАХ

- 0
- 100
- 200
- 500
- 1000
- 2000
- 3000
- более 3000

Карта утверждена Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ 29 февраля 1968 г.

Оформлена и отпечатана на Ленинградском картографическом заводе ВЛГТ. Редакторы оформления: картограф В.И. Ляблева, геолог Е.Е. Золотожылкина. Технический редактор Л.Г. Долгонос. Заказ 1107. Тираж 1200 экз. Подписана к печати 12/II 1970 г. № 28159

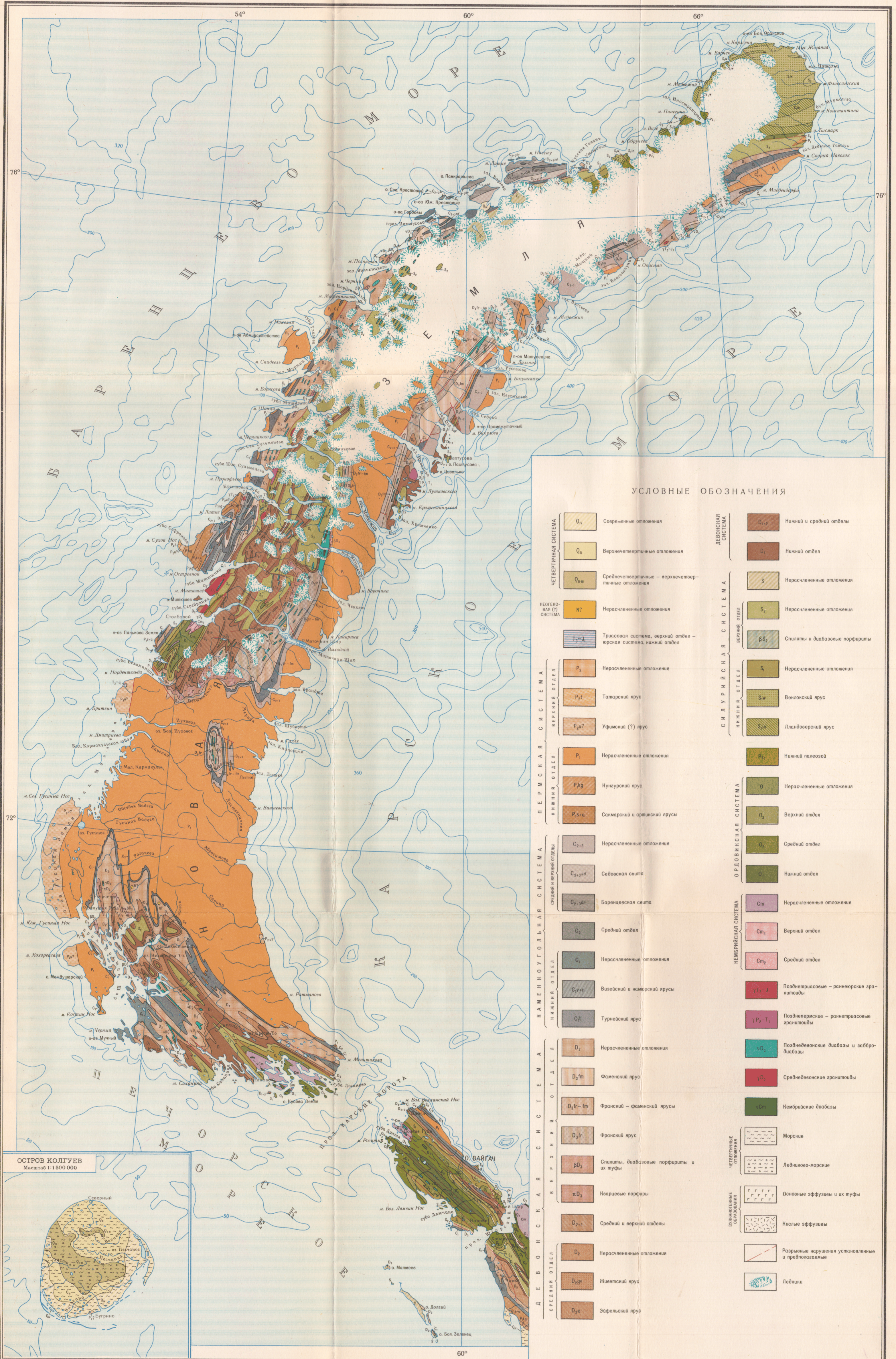
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОСТРОВОВ НОВОЙ ЗЕМЛИ, ВАЙГАЧА, КОЛГУЕВА

Масштаб 1:1 500 000

Составил Б.С. Романович
 Картограф Э.С. Бойкова

1967

Приложение к XXVI тому „Геология СССР“



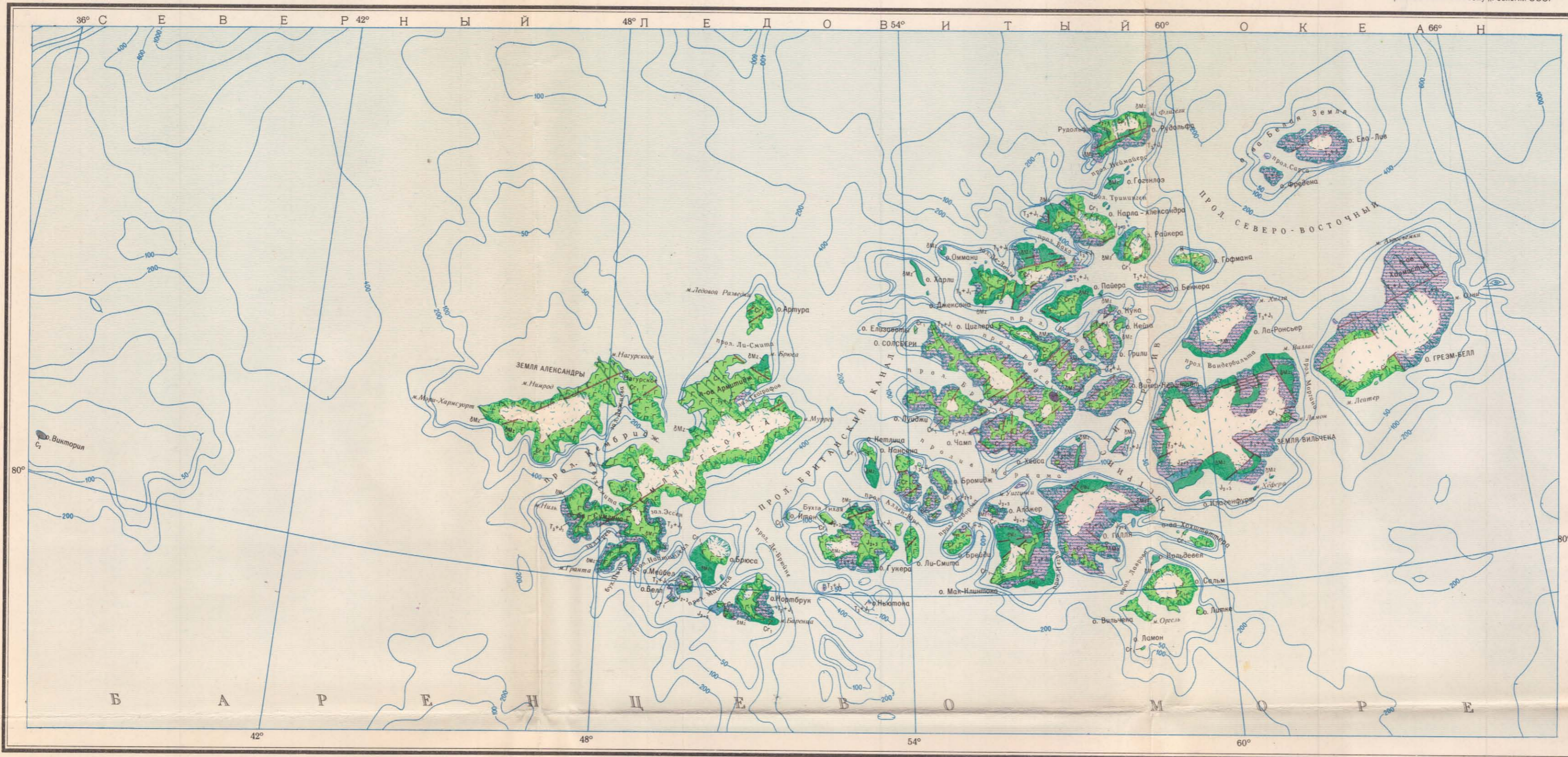
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА

Масштаб 1:1 500 000

Составил В. Д. Дибнер
 Картограф Т. П. Власова

1967

Приложение к XXVI тому „Геология СССР“



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | | |
|-------------------------|------------------|---|
| НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА | N | Нерасчлененные отложения |
| МЕЛОВАЯ СИСТЕМА | Cg ₂ | Верхний отдел |
| | Cg ₁ | Нижний отдел |
| ЮРСКАЯ СИСТЕМА | J ₂₋₃ | Средний и верхний отделы |
| | T ₂₋₃ | Триасовая система, верхний отдел и юрская система, нижний отдел |
| НАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА | C ₂ | Средний отдел |
| | а, б | Пластовые интрузии (а) и вайки (б) мезозойских основных пород |
| | ? | Ультраосновная интрузия (?) |
| | Г | Вулканогенные образования основного состава |
| | ••• | Континентальные отложения |
| | — | Разрывные нарушения установленные и предполагаемые |
| | ❄ | Ледники |

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ

Масштаб 1:1500 000

Составили: Д.А. Вольнов, Д.С. Сороков, О.А. Иванов
 Картограф З.С. Бойкова

Приложение к XXVI тому „Геология СССР“

1967



У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

<p>ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> Q_{IV} Современные отложения Q_{III-IV} Верхнечетвертичные – современные отложения (на о. Врангеля верхнечетвертичные и современные отложения объединены Q_{III-IV}) Q_{III} Верхнечетвертичные отложения Q_{II} Среднечетвертичные отложения <p>НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> N₁ Мицен <p>ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> Pg₃ Олигоцен Cr₁₋₃ Меловая система, верхний отдел – палеогеновая система, зоцен <p>МЕЛОВАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> Cr₁₋₂ Нерасчленимые отложения Cr₁₋₂? Нижний – верхний (?) отделы Cr_{1b} Балынтахская свита Cr_{1v} Валанжинский ярус <p>ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> T₃ Верхний отдел T₁₋₂ Нижний и средний отделы <p>КАМЕНЕУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> C₂ Средний отдел C₁ Нерасчленимые отложения C_{v-p} Визейский – намюрский ярусы 	<p>ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> D_{2-C₁br} Девонская система, верхний отдел – каменноугольная система, нижний отдел, визейский ярус. Свита Берри D_{2δt} Франкий – фамениский ярусы. Чукурская свита D_{2pr} Франкий ярус. Нерпалахская свита D₁₋₂ Нижний и средний отделы <p>СИЛРИЙСКАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> S Нерасчленимые отложения <p>ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> O₃ Верхний отдел O₂ Средний отдел O₁ Нижний отдел <p>НЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> St₂₋₃? Средний – верхний (?) отделы <p>ПРОТЕРОЗОЙ</p> <ul style="list-style-type: none"> Pt₂₋₃? Средний – верхний протерозой (?) Pt₁? Нижний протерозой (?) <p>РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ</p> <ul style="list-style-type: none"> π₁M₂ Мезозойские кварцевые порфиры γC₁ Биотитовые граниты γC₂ Гранодиориты, адамеллиты, граниты δμC₁ Диоритовые порфиры, диориты μBC₁? Долериты αC₁? Перидотиты, пироксениты 	<p>ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ</p> <ul style="list-style-type: none"> γP₂ Позднепалеозойские граниты и плагиограниты ΔBP₂₋₃? Средне-позднепалеозойские (?) диабазы, габбро-диабазы Noncontacted rocks Basalts, alkaline basalts and their tuffs Liparites and their tuffs h Угленосные отложения <p>ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ</p> <ul style="list-style-type: none"> Alluvial Lake-alluvial Lake-marsh Marine Plastic ice deposits Disrupted faults established and pre-faulted Boundaries of facies of coeval deposits Glaciers
---	--	---

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СЕВЕРНОЙ ЗЕМЛИ

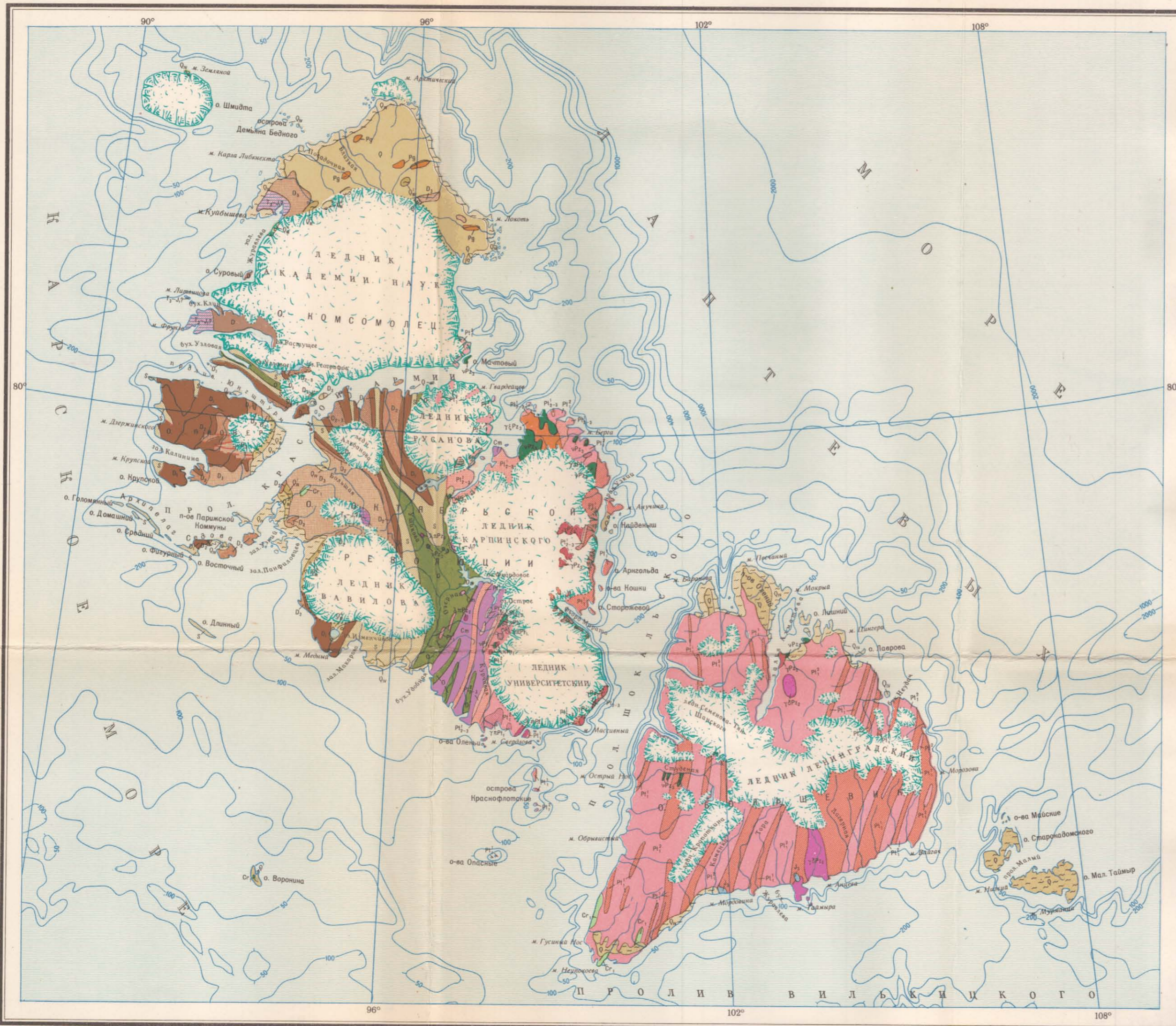
Масштаб 1 : 1 500 000

Составил Б.Х. Егизаров
 Картограф З.С. Бойкова

1967

Приложение к XXVI тому „Геология СССР“

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА	ВЕРНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	Q	Нерасчлененные отложения
		Q _{IV}	Современные отложения
		Q _{III} ¹	Сартанские слои
		Q _{III} ²	Наргские слои
		Q _{III} ³	Зырянские слои
ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА	Pg	Нерасчлененные отложения	
	Cr ₁	Нижний отдел	
МЕЛОВАЯ СИСТЕМА			
ЮРСКАЯ СИСТЕМА	J ₃	Верхний отдел	
ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА	D ₃₋₄ ¹	Триасовая система, верхний отдел – юрская (?) система, нижний отдел	
	D	Нерасчлененные отложения	
	D ₃	Верхний отдел	
	D ₂₋₃	Средний – верхний отделы	
	D ₂	Средний отдел	
СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА	S	Нерасчлененные отложения	
	O	Нерасчлененные отложения	
ОРДОВИЙСКАЯ СИСТЕМА			
НЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА	Сп	Нерасчлененные отложения	
ПРОТЕРОЗОИ	СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ	Pt ₂₋₃	Наньонная свита
		Pt ₁₋₂₋₃	Фьордовал свита
	НИЖНИЙ	Pt ₁ ²	Партизанская свита
		Pt ₁ ¹	Тельмановская свита
ПОЗДНЕПАЛЕОЗОИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ	γPz ₃	Альбитизированные граносиениты и сиениты	
	γPz ₂	Оливиновые габбро-диабазы и диабазы	
СРЕДНЕПАЛЕОЗОИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ	γPz ₁	Порфиroidные биотитовые граниты	
	γPz ₂	Граниты, гранодиориты и кварцевые диориты	
	λPz ₁	Кварцевые порфиры	
РАНЕПРОТЕРОЗОИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ	γP ₁	Метаморфизованные гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры	
	λP ₁	Метаморфизованные диабазы	
ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	Морские		
	Ледниковые		
Ледники	Ледники		
	Разрывные нарушения установленные и предполагаемые		

Схема стратиграфии ордовикских отложений Новой Земли и Вайгача

Единая шкала			Корреляционная региональная схема				Схемы смежных регионов								
Унифицированная региональная шкала			Северовоземельская структурно-фашиальная зона	Средневоземельская структурно-фашиальная зона	Южновоземельско-Вайгачская структурно-фашиальная зона			Северо-восточный Пай-Хой							
Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Характерный комплекс фауны	Северная оконечность Новой Земли (район губы Желания) По материалам Б. С. Милорадовича, И. Ф. Пустовалова и др.	Средняя часть Новой Земли (район губы Грибовой) По материалам К. К. Демюкидова, Б. С. Ромашовича и др.	Южная оконечность Новой Земли и Вайгача По В. И. Бондареву, А. З. Бурскому, Л. В. Нехорошевой и др.	Урал							
			Рейнская структурно-фашиальная подзона	Логновская структурно-фашиальная подзона	Юнояско-дыроватинская структурно-фашиальная подзона	Югорская структурно-фашиальная подзона									
Ордовикская	Верхний	Ангилаский	Верхний	Верхнекейский	<i>Rhabdotetradium</i> sp. sp. <i>Paratetradium borealis</i> (Tchern.) <i>Catenipora kuliki</i> (Tchern.) <i>Oxoplecta krotovi</i> (Tschern.) <i>Protorhyncha nasuta</i> (Mc Coy) <i>Batostoma polare</i> Astr. <i>Stenoporeia avus</i> Holm.		Известняки, доломиты и сланцы		Известняки с <i>Rhabdotetradium</i> sp., <i>Paratetradium borealis</i> (Tchern.), <i>Batostoma polare</i> Astr. 200 м						
						Известняки, глинистые сланцы с <i>Protorhyncha nasuta</i> (Mc Coy), <i>Batostoma magnoporiformis</i> Astr. 50 м	Известняки, глинистые сланцы с <i>Rhabdotetradium</i> sp., <i>Protorhyncha nasuta</i> (Mc Coy), <i>Batostoma magnoporiformis</i> Astr., <i>Batostoma polare</i> Astr., <i>Oxoplecta krotovi</i> (Tschern.) 150 м	Известняки, глинистые сланцы с <i>Oxoplecta krotovi</i> (Tschern.), <i>Calyptaulax breviculus</i> Burs. 200 м	Известняки с <i>Catenipora kuliki</i> (Tchern.), <i>Oxoplecta krotovi</i> (Tschern.), <i>Stenoporeia avus</i> Holm. 40 м						
		Средний	Средний	Югорский	<i>Vellamo</i> (?) <i>summa</i> V. Bond. <i>Platystrophia dentata</i> <i>trigonalis</i> V. Bond. <i>Platystrophia pseudocostata</i> V. Bond. <i>Platystrophia lynx jugorensis</i> V. Bond. <i>Leptellina tennesseensis</i> Ulr. et Coop. <i>Bilobia hemisphaerica</i> Coop. <i>Bimuria longa</i> V. Bond. <i>Bimuria lamellosa</i> (Bassl.) <i>Oxoplecta dorsata</i> (Ilis.) <i>Plectorthis pennsylvanica</i> Coop. <i>Christiania subquadrata</i> (Hall) <i>Plectorthis plana</i> V. Bond. <i>Eorobergia summa</i> Burs. <i>Remopleurides eximius</i> Whitt. <i>Lonchodomas triangulus</i> Burs. <i>Glaphurina trapezialis</i> Burs. <i>Lonchodomas cf. rostratus</i> (Sars) <i>Stenoporeia jugorskii</i> Burs. <i>Atractopyge aspera</i> (Linnrs.) <i>Conolichas peri</i> Warb. <i>Platyllichas laxatus</i> (Mc Coy) <i>Platyllichas lingua</i> Warb. <i>Amphilichas wahlenbergi</i> Warb.	Глинистые сланцы с <i>Basilidella zivolkai</i> Web., <i>Asaphidurum</i> sp., <i>Isotelus cf. maximus</i> Locke.	Известняки, глинистые сланцы с <i>Vellamo</i> sp., <i>Platystrophia dentata</i> <i>trigonalis</i> V. Bond. 50 м	Известняки, глинистые сланцы с <i>Vellamo</i> (?) <i>summa</i> V. Bond., <i>Platystrophia pseudocostata</i> V. Bond., <i>Remopleurides eximius</i> Whitt., <i>Calyptaulax breviculus</i> Burs., <i>Homotrypa similis</i> Foord., <i>Nicholsonella vaupeliformis</i> Modz. 250 м	Известняки, глинистые сланцы с <i>Hesperorthis angustus</i> V. Bond., <i>Vellamo</i> (?) <i>summa</i> V. Bond., <i>Platystrophia rhynchonelliformis</i> V. Bond., <i>Remopleurides eximius</i> Whitt., <i>Glaphurina trapezialis</i> Burs., <i>Lonchodomas triangulus</i> Burs., <i>Encrinuroides waigatschensis</i> Burs., <i>Homotrypa similis</i> Foord. 230 м	Известняки с <i>Bimuria longa</i> V. Bond. 50 м	Битобия гемисфераика Кооп., <i>Leptellina tennesseensis</i> Ulr. et Coop., <i>Bimuria lamellosa</i> (Bassl.), <i>Remopleurides eximius</i> Whitt., <i>Lonchodomas triangulus</i> Burs., <i>Encrinuroides waigatschensis</i> Burs., <i>Atractopyge aspera</i> (Linnrs.), <i>Platyllichas lingua</i> Warb., <i>Amphilichas wahlenbergi</i> Warb., <i>Conolichas peri</i> Warb.				
						Конгломераты, пестроцветные песчаники 200 м	Известняки, глинистые сланцы с <i>Platystrophia dentata</i> <i>trigonalis</i> V. Bond., <i>Vellamo</i> (?) <i>summa</i> V. Bond., <i>Glaphurina trapezialis</i> Burs., <i>Remopleurides eximius</i> Whitt., <i>Amphilichas wahlenbergi</i> Warb., <i>Stellipora vesiculosa</i> Modz., <i>Homotrypa callosa</i> Ulr., <i>Nicholsonella vaupeliformis</i> Modz., <i>Graptodictya bonnemai</i> Bassl. 40 м	Известняки, глинистые сланцы с <i>Platystrophia dentata</i> <i>trigonalis</i> V. Bond., <i>Vellamo</i> (?) <i>summa</i> V. Bond., <i>Remopleurides eximius</i> Whitt., <i>Eorobergia summa</i> Burs., <i>Lonchodomas triangulus</i> Burs., <i>Homotrypa mundula</i> Ulr., <i>Nicholsonella vaupeliformis</i> Modz., <i>Graptodictya bonnemai</i> Bassl. 300 м	Известняки с <i>Oxoplecta dorsata</i> (His.) 70 м	Известняки с <i>Plectorthis pennsylvanica</i> Coop. 50 м		Известняки с <i>Christiana subquadrata</i> (Hall) 70 м	Известняки с <i>Plectorthis plana</i> V. Bond. 30 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	
						Конгломераты, песчаники и глинистые сланцы 850 м	Известняки, доломиты и алевролиты 100 м	Известняки с <i>Lichenaria markini</i> Sok., <i>Lichenaria expressa</i> Sok., <i>Lichenaria carterensis</i> (Saff.), <i>Lichenaria heroensis</i> (Raym.) 230 м	Известняки с <i>Lichenaria markini</i> Sok., <i>Lichenaria expressa</i> Sok., <i>Lichenaria carterensis</i> (Saff.), <i>Lichenaria heroensis</i> (Raym.), <i>Nicholsonella vaupeliformis</i> Modz., <i>Calyptaulax breviculus</i> Burs., <i>Conolichas acerbigranum</i> Burs. 230 м	Глинистые известняки с <i>Eorobergia inferius</i> Burs., <i>Lonchodomas parvulus</i> Burs., <i>Conolichas acerbigranum</i> Burs., <i>Vellamo medina</i> V. Bond. 80 м		Известняки, алевролиты, песчаники с <i>Vellamo antiqua</i> V. Bond., <i>Lonchodomas parvulus</i> Burs., <i>Diplotrypa pusilla</i> Astr. 190 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м
		Песчаники, глинистые сланцы 550 м	Известняки, доломиты, алевролиты и песчаники с <i>Angarella laevis</i> Kol., <i>Angarella plana</i> Kol., <i>Angarella lopatini</i> Ass., <i>Imbricatia russanovi</i> V. Bond., <i>Triseptata nelidovi</i> V. Bond., <i>Dianulites janischewskiyi</i> Modz., <i>Stigmatella inflecta</i> Bassl. 150 м	Известняки, доломиты, алевролиты и песчаники с <i>Angarella laevis</i> Kol., <i>Angarella plana</i> Kol., <i>Angarella lopatini</i> Ass., <i>Imbricatia russanovi</i> V. Bond., <i>Triseptata nelidovi</i> V. Bond., <i>Dianulites janischewskiyi</i> Modz., <i>Stigmatella inflecta</i> Bassl. 150 м	Известняки 100 м	Известняки, алевролиты, песчаники с <i>Vellamo antiqua</i> V. Bond., <i>Lonchodomas parvulus</i> Burs., <i>Diplotrypa pusilla</i> Astr. 190 м	Известняки 100 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м		Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	
			Известняки, доломиты, алевролиты и песчаники с <i>Angarella laevis</i> Kol., <i>Angarella plana</i> Kol., <i>Angarella lopatini</i> Ass., <i>Imbricatia russanovi</i> V. Bond., <i>Triseptata nelidovi</i> V. Bond., <i>Dianulites janischewskiyi</i> Modz., <i>Stigmatella inflecta</i> Bassl. 150 м	Известняки, доломиты, алевролиты и песчаники с <i>Angarella laevis</i> Kol., <i>Angarella plana</i> Kol., <i>Angarella lopatini</i> Ass., <i>Imbricatia russanovi</i> V. Bond., <i>Triseptata nelidovi</i> V. Bond., <i>Dianulites janischewskiyi</i> Modz., <i>Stigmatella inflecta</i> Bassl. 150 м	Известняки 100 м	Известняки, алевролиты, песчаники с <i>Vellamo antiqua</i> V. Bond., <i>Lonchodomas parvulus</i> Burs., <i>Diplotrypa pusilla</i> Astr. 190 м	Известняки 100 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м		Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	
			Известняки, доломиты, алевролиты и песчаники с <i>Angarella laevis</i> Kol., <i>Angarella plana</i> Kol., <i>Angarella lopatini</i> Ass., <i>Imbricatia russanovi</i> V. Bond., <i>Triseptata nelidovi</i> V. Bond., <i>Dianulites janischewskiyi</i> Modz., <i>Stigmatella inflecta</i> Bassl. 150 м	Известняки, доломиты, алевролиты и песчаники с <i>Angarella laevis</i> Kol., <i>Angarella plana</i> Kol., <i>Angarella lopatini</i> Ass., <i>Imbricatia russanovi</i> V. Bond., <i>Triseptata nelidovi</i> V. Bond., <i>Dianulites janischewskiyi</i> Modz., <i>Stigmatella inflecta</i> Bassl. 150 м	Известняки 100 м	Известняки, алевролиты, песчаники с <i>Vellamo antiqua</i> V. Bond., <i>Lonchodomas parvulus</i> Burs., <i>Diplotrypa pusilla</i> Astr. 190 м	Известняки 100 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м		Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	Известняки с <i>Eorobergia summa</i> Burs. 50 м	
	Нижний	Тремалокский	Соколийский	<i>Syntrophina isis</i> Walc. <i>Apatokephalus serratus</i> (Boeck) <i>Pliomeroides defensus</i> Burs.		Алевролиты, песчаники и гравелиты с <i>Syntrophina isis</i> Walc., <i>Apatokephalus serratus</i> (Boeck), <i>Pliomeroides defensus</i> Burs. 80 м									
Подстилающие образования			См ?	См ₃	См ?	См ?	См ?	См ?	См ?						

Щугорская серия

Хылейская серия

Тельпоская серия

Схема стратиграфии силурийских отложений Новой Земли и Вайгача

Единая стратиграфическая шкала				Унифицированная региональная схема				Региональная схема				Схемы смежных районов		
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Местная зона	Горизонт	Характерный комплекс фауны		Северноновоземельская структурно-фашиальная зона	Средненовоземельская структурно-фашиальная зона	Южноновоземельско-Вайгачская структурно-фашиальная зона		Юго-западный Пай-Хой	Северо-восточный и центральный Пай-Хой	Западный склон Урала
						Брахиподы, кораллы и др.	Грантолиты			Южная оконечность Новой Земли (полуостров Е. Хатанзея) По материалам С. В. Черкесовой	Остров Вайгач По материалам С. В. Черкесовой, а также И. А. Кулика			
Силурийская	Верхний	Верхний лудловский		Lissatrypa phosa и Howellella pseudogibbosa	Вайгачский	Kiaeria kuliki Gleb.		Известняки, сланцы, песчаники, иногда пестроокрашенные, с <i>Protathyris</i> ex gr. <i>didyma</i> (Dalm.), <i>Camarotoechia nucula</i> (Sow.), <i>Schrenckia grandis</i> (Schrenck) Мощность не установлена	Песчаники, сланцы, известняки с <i>Squameofavosites</i> ex gr. <i>singularis</i> Sok., <i>Squameofavosites rusanovi</i> (Tchern.), <i>Protathyris</i> ex gr. <i>didyma</i> (Dalm.) 50 м ?	?	Известняки и доломиты с <i>Kiaeria kuliki</i> Gleb. 80 м	?	Сланцы, алевролиты, песчаники	Доломиты и известняки с <i>Tabulata</i> , <i>Leperditidae</i> и др.
					Гребенской	<i>Squameofavosites rusanovi</i> Sok., <i>Lissatrypa phoca</i> (Salt.), <i>Lissatrypa scheii</i> (Holt.), <i>Howellella pseudogibbosa</i> Nikif., <i>Protathyris</i> ex gr. <i>didyma</i> (Dalm.)		Известняки с <i>Lissatrypa phoca</i> (Salt.), <i>Lissatrypa scheii</i> (Holt.), <i>Lissatrypa phoca</i> (Salt.), <i>Howellella pseudogibbosa</i> Nikif. ~ 300 м	Известняки с <i>Squameofavosites rusanovi</i> (Tchern.), <i>Lissatrypa scheii</i> (Holt.), <i>Lissatrypa phoca</i> (Salt.), <i>Howellella pseudogibbosa</i> Nikif. 200—250 м		Мергели и известняки с <i>Styliolina</i> sp., <i>Tentaculites</i> sp., пелециподами 60 м	Местная зона <i>Lissatrypa phoca</i> и <i>Lissatrypa scheii</i>		
		Нижний лудловский		Rhynchospirina baylei	<i>Rhynchospirina baylei</i> (Dav.)	<i>Pristiograptus ludlowensis</i> (Bouček), <i>Saetograptus chimaera</i> (Barr.), <i>Monograptus scanicus</i> Tullb.	Известняки и сланцы с <i>Conchidium novosemelicum</i> Nal. и сланцы с <i>Saetograptus chimaera</i> (Barr.) Мощность не установлена	Сланцы, песчаники, гравелиты, изредка мергели с <i>Protathyris didyma</i> (Dalm.) 350 м ?	Известняки с <i>Rhynchospirina</i> sp. 50—80 м	Известняки, сланцы с <i>Rhynchospirina baylei</i> (Dav.)	Известняки с <i>Conchidium knighti</i> (Tchern.) Мощность не установлена	Известняки, сланцы с <i>Pristiograptus ludlowensis</i> (Bouček), <i>Saetograptus</i> cf. <i>chimaera</i> (Barr.) Сланцы с прослоями известняка с <i>Pristiograptus bohemicus</i> (Barr.), <i>P. dubius</i> (Suess), <i>Monograptus scanicus</i> Tullb. 115 м	Местная зона <i>Conchidium vogulicum</i> и <i>Brooksina striata</i>	
				Lissatrypa linguata	<i>Lissatrypa linguata</i> (Buch), <i>Conchidium novosemelicum</i> Nal., <i>Protathyris didyma</i> (Dalm.)		Известняки с <i>Conchidium</i> sp., <i>Lissatrypa linguata</i> (Buch), <i>Protathyris didyma</i> (Dalm.) 300 м	Известняки с <i>Conchidium novosemelicum</i> Nal., <i>Lissatrypa linguata</i> (Buch), <i>Protathyris didyma</i> (Dalm.) 200—300 м						
		Венлокский	Верхний			<i>Clathrodictyon fastigiatum</i> Nich., <i>Clathrodictyon cylindricum</i> Riab., <i>Pseudoclatrodictyon regulare</i> (Ros.), <i>Favosites</i> ex gr. <i>hisingeri</i> Edw. et H., <i>Megalomus gothlandicus</i> Lindstr.	<i>Monograptus inornatus</i> Elles et Wood, <i>Monoclimacis vomerina</i> (Nich.), <i>Cyrtograptus murchisoni</i> Carr.	Терригенные отложения с редкими прослоями известняка с <i>Monoclimacis vomerina</i> (Nich.), <i>Cyrtograptus murchisoni</i> Carr. 1500 м ?	Известняки с <i>Alveolites</i> aff. <i>polaris</i> Tchern., <i>Favosites</i> ex gr. <i>hisingeri</i> Edw. et H., <i>Armenoceras</i> cf. <i>backi</i> (Stokes) ~ 100 м	Известняки с <i>Parastriatopora</i> cf. <i>arctica</i> Tchern., <i>Pentagonocyclus egiosarowi</i> Yelt., <i>Pseudoclatrodictyon regulare</i> (Ros.)	Известняки с <i>Clathrodictyon fastigiatum</i> Nich., <i>Cl. cylindricum</i> Riab., <i>Pseudoclatrodictyon regulare</i> Ros., <i>Multisolenia tortuosa</i> Fritz., <i>Armenoceras bachtense</i> Bal. 450 м	Известняки с <i>Megalomus gothlandicus</i> Lindstr. >100 м	Сланцы с прослоями известняка с <i>Monograptus inornatus</i> Elles et Wood, M. ex gr. <i>Hemingi</i> (Salt.)	Доломиты, известняки с <i>Clathrodictyon fastigiatum</i> Nich., <i>Megalomus</i> sp. и др.
						Нижний				Известняки с <i>Stromatopora cylindricum</i> Yavog., <i>Clathrodictyon cylindricum</i> Riab., <i>Megalomus</i> sp. 500—700 м		Известняки с <i>Stromatopora cylindricum</i> Yavog., <i>Clathrodictyon cylindricum</i> Riab., <i>Megalomus</i> sp. 500—700 м	Известняки с <i>Clathrodictyon fastigiatum</i> Nich., <i>Cl. cylindricum</i> Riab., <i>Pseudoclatrodictyon regulare</i> Ros., <i>Multisolenia tortuosa</i> Fritz., <i>Armenoceras bachtense</i> Bal. 450 м	Сланцы с прослоями известняка с <i>Monograptus priodon</i> (Barr.), <i>Retiolites geinitzianus</i> (Barr.) ~ 90 м
	Нижний	Ландоверский	Верхний	Pentamerus oblongus	<i>Favosites</i> ex gr. <i>fistulosus</i> Tchern., <i>Pentamerus oblongus</i> Sow.	<i>Oktavites spiralis</i> (Gein.), <i>Spirograptus turriculatus</i> (Barr.)	Сланцы с <i>Oktavites spiralis</i> (Gein.), <i>Spirograptus turriculatus</i> (Barr.)	Известняки, доломиты с <i>Pentamerus oblongus</i> (Sow.) 400 м	Известняки, доломиты с <i>Pentamerus oblongus</i> (Sow.) 400 м	Известняки, доломиты с <i>Catenopora</i> cf. <i>simplex</i> (Lambe), <i>Pentamerus</i> ex gr. <i>oblongus</i> (Sow.), <i>Pentamerus samojedicus</i> Keys. ~ 450 м	Известняки с <i>Pentamerus</i> ex gr. <i>oblongus</i> (Sow.) >100 м	Известняки с <i>Pentamerus</i> ex gr. <i>oblongus</i> (Sow.) >100 м	Сланцы с <i>Oktavites spiralis</i> (Gein.), <i>Monograptus</i> cf. <i>marri</i> Perner	Местная зона <i>Pentamerus oblongus</i> и <i>Virgiana barrandei</i>
					Средний	Virgiana barrandei «Conchidium münsteri»	<i>Palaeofavosites alveolaris</i> (Goldf.) var. <i>karinuenensis</i> Sok., <i>Virgiana barrandei</i> Bill.	<i>Oktavites spiralis</i> (Gein.), <i>Spirograptus turriculatus</i> (Barr.), <i>Petalograptus palmeus</i> (Barr.), <i>Climacograptus scalaris</i> (His.)	Сланцы, песчаники с <i>Monograptus lobiferus</i> Mc Coy, M. <i>jaculum</i> Lapw., <i>Pristiograptus</i> cf. <i>regularis</i> Tornq., <i>Petalograptus palmeus</i> (Barr.), <i>Climacograptus scalaris</i> (His.) 150 м	Известняки с <i>Palaeofavosites</i> cf. <i>borealis</i> Tchern., P. cf. <i>simplex</i> Tchern., <i>Favosites</i> ex gr. <i>fistulosus</i> Tchern., <i>Pentamerus</i> sp. >150 м	Известняки с <i>Palaeofavosites alveolaris</i> (Goldf.) var. <i>karinuenensis</i> Sok., <i>Virgiana barrandei</i> Bill. 160—180 м			
			Нижний		«Conchidium münsteri» Kiaer, <i>Agetolites</i> sp.		Сланцы с <i>Climacograptus scalaris</i> (His.) var. <i>normalis</i> Lapw. 150 м	Неизвестны	Известняки с <i>Agetolites</i> sp., « <i>Conchidium münsteri</i> » Kiaer 80—100 м	Известняки с <i>Agetolites</i> sp., « <i>Conchidium münsteri</i> » Kiaer 80—100 м	?	Сланцы с прослоями известняка с <i>Monograptus</i> sp. ~ 140 м	Местная зона « <i>Conchidium münsteri</i> »	
	Подстилающие отложения						О	О	О ₃	О ₃	О	О		

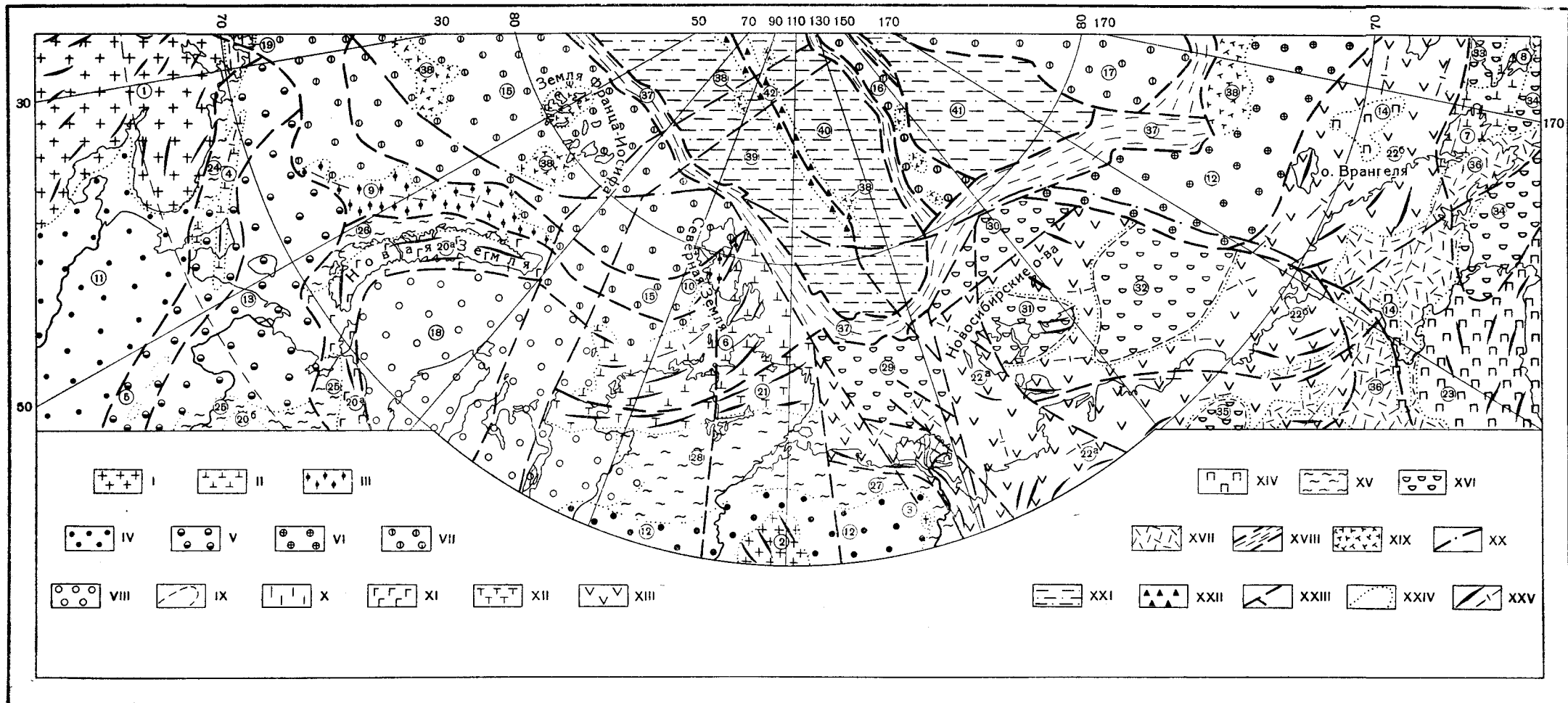


Рис. 70. Тектоническая схема островов Советской Арктики и прилегающих к ним областей. Составил И. П. Атласов

Платформы и срединные массивы. Выступы складчатого фундамента: I — добайкальского (1 — Балтийский щит, 2 — Анабарский массив, 3 — Оленекский массив); II — байкальского, местами ран непалеозойского (4 — выходы Каннинской складчатой зоны; массивы: 5 — свода Тиманского поднятия, 6 — Восточно-Карский, 7 — Чукотский, 8 — Сьюардский, последние два входят в состав Анадьро-Сьюардской глыбы); III — каледонского (9 — Баренцевская складчатая зона, 10 — Североземельская складчатая зона). Плиты субгеоантиклинального развития в мезозое и кайнозое: IV — эписреднепротерозойские (11 — Русская, без Печорской глыбы, 12 — Восточно-Сибирская); V — эпibaйкальские (13 — Печорская глыба). Плиты субгеосинклиналиного развития в мезозое и кайнозое: VI — эпираннепротерозойские (14 — Южно-Гиперборейская глыба); VII — эпикаледонские, местами возможно более молодые (15 — Баренцево-Карская платформа, 16 — Ломоносовская и 17 — Менделеевская глыбы, являющиеся реликтами Гиперборейской платформы); VIII — эпигерцинские (18 — Западно-Сибирская). IX — предполагаемые контуры срединных массивов и глыб погребенных под осадочным чехлом. Складчатые системы и области. X — каледониды (19 — Норвежская складчатая зона); XI — герциниды (20 — Урало-Новоземельская складчатая область; 20^a — Новоземельско-Пайхойская система; 20^b — Уральская система); XII — поздние герциниды (21 — Таймырская складчатая зона); XIII — мезозонды (22 — Верхояно-Чукотская складчатая область; 22^a — Яно-Колымская зона, 22^b — Новосибирско-Чукотская зона); XIV — альпиды (23 — Корякско-Камчатская складчатая система). Структуры промежуточного значения и тектонической активизации. XV — краевые и предгорные прогибы (24 — Кольский, 25 — Предуральский, 26 — Предновоземельский, 27 — Предверхоанский краевые прогибы, 28 — Предтаймырский предгорный прогиб); XVI — парагеосинклиналиные (29 — моря Лаптевых, 30 — Северо-Новосибирская, 31 — Новосибирская, 32 — Восточно-Сибирская, 33 — Селавикская, 34 — Анадьро-Сьюардская, 35 — Северо-Колымская на погруженных одноименных массивах); XVII — верхнемезозойский вулканогенный пояс кислых и средних эффузивов (36 — Охотско-Чукотская ветвь); XVIII — зоны активизированных разломов по границе океанических впадин (37 — морфодзъюнктивы). Структуры океанического ряда. XIX — зоны тектоно-магматической активизации (38 — Трансарктический платобазальтовый пояс); XX — предполагаемая евразийская граница Трансарктического платобазальтового пояса; XXI — океанические впадины (39 — Нансена, 40 — Амундсена, 41 — Толля); XXII — срединноокеанические тектоно-вулканические образования — вулканоии (42 — Арктический — Гаккеля); XXIII — главные разломы, установленные и предполагаемые по геолого-геофизическим данным. XXIV — контуры структурных областей и структурных элементов. XXV — направление прогибания складчатых структур: а — наблюдаемые, б — предполагаемые