

ОЛОННОЕ  
СССР

ТОМ  
XVIII

ЧАСТЬ I

КНИГА 2

# ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ  
XVIII

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ  
ЯКУТСКОЙ АССР

ЧАСТЬ

I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ

КНИГА 2



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

---

ГЕОЛОГИЯ  
СССР



*Главный редактор  
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1971

<http://jurassic.ru/>

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР  
ЯКУТСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

---

# ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XVIII

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ  
ЯКУТСКОЙ АССР

ЧАСТЬ I  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ  
КНИГА 2

Редактор *Ф. Г. Марков*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1971

<http://jurassic.ru/>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ  
„ГЕОЛОГИИ СССР“

АССОВСКИЙ А. Н.  
БЕЛОУСОВ В. В.  
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.  
БОГДАНОВ А. 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.  
МАГАКЪЯН 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 XVIII ТОМА

БОНДАРЕВ В. И.  
ВАСИЛЕВСКАЯ Н. Д.  
КАВАРДИН Г. И.  
ЛЕВИНА А. П.  
ЛЕЙПЦИГ А. В.  
МАРКОВ Ф. Г.  
МИЛАШЕВ В. А.  
НАХАБЦЕВ Ю. С.

ПОПОВ Ю. Н.  
ПУМИНОВ А. П.  
РАБКИН М. И.  
РЖОНСНИЦКАЯ М. А.  
ТАЗИХИН Н. Н.  
ТЕСАКОВ Ю. И.  
ЧЕРНЫШЕВА Н. Е.  
ЧЕРНЯК Г. Е.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ



КНИГА 2

ГЕОЛОГИЯ СССР, ТОМ XVIII, ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЯКУТСКОЙ АССР. ЧАСТЬ I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ. КНИГА 2. Коллектив авторов. М., изд-во «Недра», 1970 г., 256 стр.

Настоящий том является наиболее полной новейшей сводкой по геологическому строению западной части Якутской АССР по состоянию на 1968 г. Содержит большой фактический материал, собранный при геологосъемочных, поисковых и тематических исследованиях в Западной Якутии, включающей территорию ЯАССР, расположенную севернее параллели 60° с. ш. и ограниченную на востоке осевой линией Верхоянского хребта. В книге 2 описываются магматические породы архейского, раннепротерозойского, позднепротерозойского, раннепалеозойского, среднепалеозойского, позднепалеозойского — раннемезозойского и мезозойского циклов. Сообщаются сведения о строении земной коры и рельефе кристаллического фундамента, дается тектоническое районирование Западной Якутии. Приведены материалы по геоморфологии. В геологической истории Западной Якутии выделяются две стадии: досреднепротерозойская геосинклиальная и послераннепротерозойская платформенная.

Таблиц 4, иллюстраций 32, библиография — 225 названий.



## ВВЕДЕНИЕ

Якутская Автономная Советская Социалистическая Республика занимает значительную территорию Восточной Сибири в пределах географических координат 56—74° с. ш. и 106—162° в. д. Площадь Якутии огромна, ее поверхностное устройство и геологическое строение весьма различны. Это предопределило необходимость при геологических исследованиях выделить в пределах территории Якутии три региона — западный, южный и восточный. В XVIII томе «Геологии СССР» освещаются особенности геологического строения западной части Якутской АССР, расположенной севернее параллели 60° с. ш. между западной границей республики и водоразделом Верхоянского хребта. Площадь региона достигает примерно 1,66 млн. км<sup>2</sup>, что составляет более половины всей территории республики.

XVIII том «Западная часть Якутской АССР» разделяется на две книги: в первой рассматриваются история геологического изучения, физико-географическая характеристика и стратиграфия региона, во второй — магматизм, тектоника, геоморфология и история геологического развития. В работе обобщены фактические геологические материалы по состоянию на 1968 г., которые получены при проведении всех видов геологосъемочных, поисковых и разведочных работ, геофизических изысканий и различных тематических и специальных исследований, выполнявшихся в пределах Западной Якутии.

К книге 1 приложена геологическая карта масштаба 1 : 1 500 000, при составлении которой учтены многочисленные картографические материалы различных масштабов. Частные легенды использованных карт приведены в соответствие со стратиграфическими подразделениями и возрастными группами магматических образований, принятыми в сводной легенде «Геологической карты западной части Якутской АССР масштаба 1 : 1 500 000».

Однако следует отметить, что, несмотря на обилие новых материалов, некоторые вопросы глубинного строения рассматриваемой территории, расчленения древних метаморфических толщ, тектоники и возрастной градации проявлений магматизма все же не нашли однозначного решения и пока еще остаются дискуссионными.

Том XVIII «Западная часть Якутской АССР» подготовлен к изданию Якутским территориальным геологическим управлением (ЯГУ) Министерства геологии РСФСР. В его составлении участвовали также сотрудники Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА), Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ), Якутского филиала Сибирского отделения Академии наук СССР, Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ), Московского государственного университета и других производственных и научных организаций.

Руководство всей работой осуществлялось научным редактором Ф. Г. Марковым при непосредственном участии Ю. С. Нахабцева, который был ученым секретарем настоящего тома.

Исполнителями отдельных разделов первой и второй книг тома XVIII «Западная часть Якутской АССР» являются Б. С. Абрамов, А. И. Аверченко, Н. М. Барашков, Г. В. Бархатов, Р. А. Биджиев, И. М. Битерман, В. И. Болознев, В. И. Бондарев, Н. Д. Василевская, М. Н. Васильева, В. А. Виноградов, А. В. Выриков, Р. О. Галабала, Г. В. Гальперов, П. И. Глушинский, Н. И. Гогина, Д. К. Горнштейн, Е. Г. Горшкова, В. В. Грицик, Д. К. Грицик, А. Л. Гроздилов, С. И. Грошин, К. К. Демокидов, Ю. А. Дукардт, А. Г. Дьяков, Е. О. Ефимов, Т. Н. Забурдина, В. А. Иванов, В. Л. Иванов, О. А. Иванов, А. Б. Ивановский, В. Я. Кабаньков, Г. И. Кавардин, А. В. Каныгин, А. С. Каширцев, А. Е. Киселев, Д. П. Кишкопаров, В. В. Колпаков, Л. К. Комина, К. Г. Кондаков, А. В. Коробицын, В. И. Коростелев, А. А. Красильщиков, Е. С. Кутейников, В. А. Лавринович, В. М. Лазуркин, К. К. Левашов, А. П. Левина, А. В. Лейпциг, Б. Н. Леонов, Б. Г. Лопатин, Ф. Г. Марков, В. Л. Масайтис, А. В. Мельников, В. А. Милашев, М. В. Михайлов, Г. П. Михалев, Л. А. Мусалитин, Ю. С. Нахабцев, Л. М. Натапов, С. С. Оксман, З. В. Осипова, А. А. Панкратов, О. Н. Петров, Л. Я. Пинчук, В. А. Побережский, Ю. Н. Попов, А. П. Пуминов, М. И. Рабкин, Р. М. Раздьяконов, М. А. Ржонсницкая, Б. И. Савранский, Г. И. Смирнов, П. А. Соловьев, М. В. Сусов, С. М. Табунов, Н. Н. Тазихин, Г. И. Терехов, Ю. И. Тесаков, В. В. Тютюнникова, Г. С. Фрадкин, Т. П. Хюппенен, Н. Е. Чернышева, Г. Е. Черняк, В. А. Шелудякова, Б. Р. Шпунт, О. И. Щербаков, Э. Н. Эрлих, А. В. Ян-жин-шин.

Коллектив исполнителей считает своим долгом выразить глубокую признательность руководству Якутского территориального геологического управления и Научно-исследовательского института геологии Арктики за оказанное содействие в выполнении настоящей работы.

Магматические образования довольно значительно развиты на территории Западной Якутии. Они представлены всеми разновидностями интрузивных пород — от кислых до ультраосновных и щелочных. Выделяются образования следующих циклов: архейского, раннепротерозойского, позднепалеозойского — раннемезозойского и мезозойского.

Наиболее широко магматические проявления распространены в пределах Анабарской антеклизы, на восточной окраине Тунгусской синеклизы, по периферии Вилюйской синеклизы и в Южном Верхоянье.

Первые сведения о магматических образованиях были получены еще в конце XVIII века. В 1791 г. Э. Лаксман открыл Ахтарандинскую интрузию, где им впервые были найдены минералы гроссулар и виллюит. В 1854—1855 гг. Р. К. Маак изучил пластовые интрузии основного состава, залегающие в отложениях кембрия, силура и нижней юры в бассейне среднего и верхнего течения р. Вилюй. В 1873 г. А. Л. Чекановский установил огромную площадь распространения изверженных пород основного состава по рекам Ниж. Тунгуска, Вилюй и Оленек. В 1891 г. К. Хрущев опубликовал первую сводку по петрографии траппов, среди которых он по структурным признакам выделил девять типов пород. А. В. Лаврский, обработавший материалы А. Л. Чекановского, в 1900 г. разделил траппы по структурным признакам на 14 типов и отметил железистость оливинов. В 1908 г. П. Л. Драверт установил изверженные породы по р. Намана.

В результате исследований С. В. Обручева в 1917—1934 гг. была установлена приуроченность траппов к верхнепалеозойской Тунгусской синеклизе. С. В. Обручев считал, что проявления траппового магматизма обусловлены существованием громадных сбросов, ограничивающих синеклизу.

В 1924—1927 гг. в бассейне р. Вилюй был проведен ряд экспедиций под руководством В. Н. Зверева, С. С. Кузнецова, Е. С. Бобина и В. А. Вакара, одной из задач которых являлось изучение сибирских траппов. В. Н. Зверев считал траппы одним из источников золота Вилюйского района.

В 1931—1936 гг. В. С. Соболевым был опубликован ряд работ, посвященных петрологии сибирских траппов, где изложена стройная теория формирования изверженных пород, основанная на принципах кристаллизационной дифференциации.

Участники экспедиции Восточно-Сибирского геологического треста Б. Н. Рожков, Г. Г. Моор и Б. В. Ткаченко пересекли Лено-Оленекский и Оленекско-Анабарский водоразделы и покрыли редкими маршрутами почти всю территорию Анабарского поднятия. Результаты этих исследований были опубликованы в 1936 г., причем значительное внимание уделено петрографии кристаллических пород.

Исследованиями Д. К. Зеgebарта, Н. С. Зайцева, Ю. П. Ивенсена, С. А. Салуна и других участников Восточно-Сибирской экспедиции АН СССР в 30-е годы было установлено широкое распространение траппов на территории северо-восточного окончания Прибайкальского краевого прогиба. Д. К. Зеgebартом было указано на эффузивную природу магматических образований в северной части Березовской впадины.

По данным исследований 1933—1937 гг. Ю. А. Билибин установил линейное распространение золоторудных месторождений и наметил «основную Аллах-Юньскую золотоносную полосу» Южно-Верхоянского синклиория. В результате этих работ стало известно строение вулканогенных толщ и гранодиоритовых массивов синклиория и установлено наличие трех типов оруденения — золотого, оловянного и молибденового.

Экспедицией Арктического научно-исследовательского института, руководимой И. П. Атласовым, в 1937—1938 гг. была исследована центральная часть Верхоянского хребта, где были установлены проявления магматической деятельности, обусловившей появление оруденения золота, олова и др.

Одним из основных теоретических достижений исследований 40-х годов явилось обоснование В. С. Соболевым (1936—1951 гг.) и Г. Г. Моором (1940а) возможной алмазности Сибирской платформы. В конце 40-х — начале 50-х годов геологами Амакинской экспедиции Г. Х. Файнштейном, В. Б. Беловым и др. под руководством М. М. Одинцова открыты вначале алмазносные россыпи, а затем на основании созданной Н. Н. Сарсадских методики пироповой съемки и коренные месторождения алмазов — кимберлитовые трубки (Л. И. Пупугаева, Ю. А. Хабардин, В. Н. Щукин и др.).

М. И. Рабкиным по результатам работ большого коллектива геологов НИИГА было произведено расчленение метаморфического комплекса Анабарского поднятия и создана современная стратиграфическая схема его отложений, выявлено широкое распространение метаморфических парапород, открыты и описаны анортзитовые массивы, расчленены по составу и возрасту гранитные образования, изучены вещественный состав и структуры архейской толщи.

Начиная с 1949 г. ряд исследований был посвящен траппам. Особенности их строения и состава описаны В. И. Гоньшаковой, В. В. Ляховичем, А. П. Лебедевым, М. Л. Лурье, С. В. Обручевым и др. В работах М. Л. Лурье и С. В. Обручена были охарактеризованы основные особенности эффузивной формации траппов Сибирской платформы и установлена последовательность фаз вулканической деятельности.

Большая группа исследователей (А. М. Виленский, А. Н. Вишневский, В. И. Гоньшакова, Ю. И. Дмитриев, А. А. Каденский, А. П. Лебедев, К. К. Левашов, Б. Г. Лопатин, М. Л. Лурье, Б. Г. Лутц, В. В. Ляхович, В. Л. Масайтис, В. А. Милашев, П. Е. Оффман, М. И. Рабкин и др.) занималась специальным изучением общих и частных вопросов магматизма Западной Якутии.

Значительные успехи были достигнуты в изучении пород трапповой формации Сибирской платформы. В. И. Гоньшакова (1961) на основании многолетних исследований установила закономерности развития траппового магматизма в юго-восточной части Сибирской платформы, связь его проявлений с тектонической историей этой территории, исключительную длительность траппового магматизма (от кембрия до посленижнеюрского времени), детально изучила связь магнетитового оруденения с траппами. А. М. Виленский (1966а,б, 1967) исследовал петрологию интрузивных траппов, их химизм, разработал классификацию связанных с интрузивными траппами метаморфических и метасоматических

образований, установил связь размещения трапповых тел с тектоническим строением северной и восточной частей Тунгусской синеклизы, изучил проявления медно-никелевого оруденения.

П. Е. Оффман (1959) обнаружил базальтовые вулканические трубки, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис и Л. А. Полунина выделили ряд комплексов интрузивных траппов (Лурье, Масайтис, 1959; и др.).

Изучением траппового и кимберлитового магматизма занимались А. П. Бобриевич, Е. Л. Бутакова, В. А. Вакар, В. И. Гоньшакова, Б. Х. Егиазаров, Л. С. Егоров, А. П. Лебедев, М. Л. Лурье, В. С. Соболев, М. Г. Равич и др. В их работах нашли отражение геология, петрография, минералогия, петрохимия и генетические особенности всех магматических пород, развитых на территории Восточной Сибири.

Много внимания исследователи уделяли изучению вещественного состава кристаллических пород Анабарского поднятия, вулканических и субвулканических образований западной части Верхоянской складчатой области и связанных с ними рудопроявлений.

К. К. Левашов (1958—1962) детально изучил среднепалеозойские покровы основного состава Сетте-Дабанского горст-антиклинория, мезозойские гранитные интрузии и вулканогенно-осадочные образования Южно-Верхоянского синклинория. Им были выяснены многие особенности петрологии этих магматических пород, выяснены условия формирования их и связь с ними рудных полезных ископаемых.

С 1954 г. началось изучение кимберлитов, их возраста и взаимоотношений с вмещающими породами (А. П. Бобриевич, В. В. Ковальский, А. А. Крутойский, В. А. Милашев, Г. И. Смирнов, Э. Н. Эрлих и др.). С 1962 г. в изучении кимберлитов начался новый этап, характерной особенностью которого явились количественные оценки сложных процессов формирования этих пород. Новые методические приемы анализа фактических материалов позволили установить целый ряд закономерностей, ранее ускользавших от внимания исследователей.

В. А. Милашевым выполнена количественная оценка распространенности различных типов и разновидностей кимберлитовых пород, проведено изучение парагенетических ассоциаций и определены температуры образования вторичных породообразующих минералов кимберлитов. В итоге исследований химизма в различной степени измененных пород установлено, что содержание целого ряда элементов закономерно изменяется в зависимости от степени и характера вторичных процессов, в то время как другие компоненты не выносятся на постмагматической стадии и отражают первичный состав пород, являясь в этом смысле показательными элементами. Впервые для кимберлитов вычислены средневзвешенные содержания важнейших показательных элементов (железа, титана, хрома, алюминия, калия и натрия).

Кимберлиты по условиям образования разделены на группы пород алмазной и пироповой субфаций. Установлено, что кимберлиты, сформировавшиеся в различных фациальных условиях, отличаются по степени алмазности, морфологии, по петрографическим и петрохимическим особенностям, форме залегания, размеру диатрем и некоторым другим признакам. Выявлено концентрически-зональное строение кимберлитовых провинций, проявляющееся в том, что в их центральных частях развиты кимберлиты алмазной субфации, вокруг них совместно присутствуют породы алмазной и пироповой субфаций, а в периферийных зонах размещаются кимберлиты лишь пироповой субфации. Не только место, но и время формирования разнофациальных кимберлитов были различны (средний палеозой для алмазной и мел — для пироповой субфации). Исследования показали, что содержание алмазов в породах зависит от химического состава и фациальных условий образо-

вания кимберлитов. Выведено общее уравнение алмазонасности кимберлитовых пород, позволяющее по результатам нескольких химических анализов и данным о морфологии небольшого числа кристаллов вычислять содержание алмазов в породе, а также разбраковывать трубки в отношении промышленной алмазонасности без опробования, по результатам лишь нескольких химических анализов пород.

Исследованиями последних лет уточнены площадное распространение и возрастная принадлежность многих магматических и метаморфических образований Западной Якутии.

В. А. Виноградовым и А. А. Красильщиковым (1963) доказан нижнепротерозойский возраст магматических образований Оленекского поднятия. Работами И. П. Атласова (1957), Е. М. Люткевича (1960), С. И. Грошина, Ф. М. Хасанова, А. В. Мельникова и др. (1958—1963 гг.) выявлены верхнепротерозойские — кембрийские траппы Хараулахского поднятия. К. К. Левашов (1962) установил широкое развитие в Сетте-Дабанском горст-антиклинории среднепалеозойской осадочно-вулканогенной толщи основного состава. В 1957 г. В. Т. Изаров и др. доказали послелландоверский — допермский возраст кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района. В. И. Гоньшакова (1961), Я. Г. Лифиц и Ю. С. Нахабцев (1961) установили среднепалеозойский возраст магматических образований северной части Березовской впадины, а по материалам К. И. Малкова была выявлена их близость к среднепалеозойским траппам Вилюя.

## АРХЕЙСКИЙ ЦИКЛ

Проявления архейского магматизма в Западной Якутии известны лишь в пределах Анабарского поднятия. Здесь выделяются доорогенные, раннеорогенные, синорогенные и посторогенные магматические (частично метасоматические) образования. Доорогенные магматические породы представлены плагиоклазовыми гнейсами и основными кристаллическими сланцами, в том числе пироксеновыми амфиболитами. Они образовались, вероятно всего, за счет подводных андезит-базальтовых и андезит-дацитовых лав, перемежавшихся с разнообразными типичными осадочными отложениями. Наряду с подводными излияниями формировались и интрузивные тела — силлы и дайки — основного состава. Эти первично магматические образования относятся к первому тектоно-магматическому раннеархейскому этапу.

Архейские складкообразовательные движения сопровождались региональным метаморфизмом мощной толщи осадочно-вулканогенных образований и синтектоническими интрузиями. В раннеорогенную фазу (второй этап) происходило внедрение межпластовых маломощных ультраосновных интрузий, а позднее формировались разновозрастные синорогенные гранитоиды, относящиеся к третьему — пятому этапам. Третий этап характеризуется образованием чарнокитовых гранитоидов, связанных с толщами гиперстеновых гнейсов. В четвертый этап формируются порфиробластические (порфиоровидные) биотит-роговообманковые гранитоиды. И, наконец, в течение пятого этапа появляются лейкократовые биотитовые граниты и аляскиты, слагающие маломощные пластовые тела, согласные и изредка секущие жилы. Эти граниты и аляскиты сопровождаются обширными полями мигматитов, преимущественно послонного характера, а также биотитовых пегматитов.

Ультраосновные породы встречаются чаще всего в восточной и юго-восточной частях Анабарского поднятия, образуя среди гнейсов и кристаллических сланцев согласные залежи мощностью в среднем 10—20 м, изредка до 100 м, при длине от нескольких сотен метров до 1—2 км.

Встречаются иногда будинированные тела. А. Н. Вишневецкий и Е. Н. Каменев в 1961 г. наблюдали случаи залегания ультраосновных тел под острым углом к простираанию вмещающих их гнейсов.

Ультраосновные породы разделяются на следующие связанные между собой три группы: амфиболизированные и серпентинизированные перидотиты, пироксениты и бесполовошпатовые амфиболиты. Вследствие сильных автометаморфических изменений первичный минеральный состав пород устанавливается далеко не всегда. Встречаются и некоторые другие разновидности, обогащенные под влиянием гранитной магмы слабо железистым биотитом, андезином, клиногумитом (?) и клинохлором. Иногда наблюдались жилки гранита, пересекающие измененные пироксениты. Это несомненно свидетельствует о более древнем возрасте ультрабазитов по сравнению с гранитоидами. С другой стороны, наблюдаемые изредка отдельные секущие ультраосновные тела и ряд петрографических особенностей указывают на формирование их после главной стадии регионального метаморфизма.

Амфиболизированные и серпентинизированные перидотиты наиболее распространены по сравнению с другими разновидностями. Это темно-серые или черные с зеленоватым оттенком породы, обладающие мелко- или среднезернистой структурой и сланцеватой, реже массивной текстурой. Они состоят из хризолита, бронзита, иногда небольшого количества диоксидового пироксена, шпинели, рудного минерала и вторичных минералов — амфибола тремолит-эденитового ряда, серпентина, иддингита, клинохлора и других хлоритов. Содержание амфибола нередко достигает 50—60% объема пород.

Амфиболизированные пироксениты, особенно их мелко- и среднезернистые разновидности, внешне мало отличимы от перидотитов. В этих породах преобладает ромбический пироксен, иногда наблюдается примесь значительного количества клинопироксена или оливина. Остальные минералы те же, что и в перидотитах. В зависимости от количественных соотношений ромбического и моноклинного пироксена появляются бронзититы, вебстериты и оливиновые пироксениты — все в сильной степени амфиболизированные. Структуры ультраосновных пород сложные. Наблюдается сочетание реликтовой гипидиоморфнозернистой структуры с последующими наложенными (аллотриоморфной или даже гранобластовой) структурами, возникшими в результате автометаморфизма.

Бесполовошпатовые амфиболиты образуют среди перидотитовой и пироксенитовой групп небольшие участки, линзы и узкие полосы. Они состоят главным образом из тремолита, а реликты первичных минералов имеют резко подчиненное значение. По-видимому, амфиболиты представляют собой крайнюю степень изменения пород типа пироксенитов.

Химический состав ультраосновных пород несет явные следы последующих изменений. Все же в результате пересчета химических анализов по способу А. Н. Заварицкого удается отчетливо различать по числовым характеристикам лерцолиты и гарцбургиты ( $b > 56$ ,  $c$  около 2), верлиты, занимающие промежуточное положение ( $b$  около 50), и почти всегда амфиболизированные пироксениты ( $b = 44—49$ ). Эти же разновидности ультраосновных пород хорошо определяются и по содержанию в них кремнезема: в группе перидотитов содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется в пределах 37—42, а в пироксенитах — 46—50 вес. %.

Специфичность анабарских ультраосновных пород выражается в повышенном содержании в них глинозема и извести. Даже в перидотитах количество глинозема не ниже 3,9 вес. %, а в пироксенитах оно возрастает до 7,5 и иногда 10 вес. %. Такое высокое содержание гли-

нозема в породах обусловлено наличием существенных количеств его в клинопироксенах и в замещающих их эденитах. Из второстепенных окислов почти всегда присутствуют  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,25—0,70 вес. %) и  $\text{NiO}$  (0,08—0,41 вес. %).

Для пород Анабарского поднятия, как и для глубокометаморфизованных пород докембрия других областей, характерны исключительно интенсивные ультраметаморфические процессы. Последние обусловили явления палингенеза, анатексиса и гранитизации, под воздействием которых возникли разнообразные по составу и генезису гранитоиды, объединяемые в три группы (в последовательности формирования): 1) гиперстеновые (чарнокитовые) плагиограниты и граниты; 2) порфиробластические биотит-роговообманковые гранодиориты, граниты и граносиениты; 3) граниты аляскитового типа.

Гиперстеновые (чарнокитовые) плагиограниты и граниты генетически связаны с толщами гиперстеновых плагиогнейсов и произошли в результате селективного плавления этих пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Они образуют небольшие бескорневые тела, линзовидные или шпироподобные. Нередко эти тела создают группы. Среди гиперстеновых гранитоидов встречаются реликты гиперстеновых плагиогнейсов, между ними наблюдаются постепенные переходы. Это лейкократовые зеленовато-серые или розоватые средне- и крупнозернистые породы с массивной или неясной гнейсовидной текстурой. В их составе участвуют андезиты № 30—35 (50—70%), кварц (20—40%), калиевый полевой шпат (1—15%), гиперстен (1—3%). Иногда присутствуют в небольших количествах моноклинный пироксен, биотит и роговая обманка. В единичных зернах встречаются магнетит, ильменит, циркон, апатит и рутил. Структура переходная от гранобластовой к гипидиоморфнозернистой. Плагиоклаз обладает изометричными и удлиненными зернами, несколько более идиоморфными по сравнению с зернами других минералов. Нередко отмечаются антипертиты замещения. Калиевый полевой шпат ортоклазовидный, нерешетчатый, крипто- и микропертитовый, развит в ксеноморфных зернах, частично замещает плагиоклаз. Для кварца характерны ксеноморфные и линзовидные зерна до 5 мм в длину. Гиперстен имеет  $n=1,708—1,721$ , что соответствует содержанию  $\text{FeSiO}_3$  30—42%. Часто он разложен и замещен биотитом и хлоритом.

С гиперстеновыми гранитами связаны крупнозернистые пегматоиды ортотектитового облика, образующие жилы, шпире и линзы с раздувами мощностью до нескольких метров. Обычно они постепенно переходят в гиперстеновые граниты и гнейсы. Нередко гиперстеновые пегматиты выполняют межбуждинные пространства между разорванными блоками основных кристаллических сланцев.

Для гиперстеновых гранитоидов характерны следующие особенности: соответствие их минеральных ассоциаций гранулитовой фации метаморфизма, залегание только среди гиперстеновых плагиогнейсов, причем часто с расплывчатыми контактами, и мигматизация их вместе с вмещающей толщей.

Порфиробластические биотит-роговообманковые гранодиориты, граниты и граносиениты представляют собой серые или розовато-серые крупнозернистые лейко- и мезократовые породы с гнейсовидной, реже почти массивной текстурой. Порфиробласты, сложенные преимущественно ортоклазом, достигают величины  $6 \times 2,5$  см; они ориентированы обычно в одном направлении, параллельно цепочкам темноцветных минералов, составляют до 60% объема породы. Порфиробластические гранитоиды образуют развалы крупных глыб (до нескольких метров в поперечнике) с характерной грубой матрацевидной отдельностью.



На Анабарском поднятии известны два крупных массива этих гранитоидов — Билляхский и Краевой. Более мелкие тела обычно в ассоциации с биотит-роговообманковыми гнейсами находятся в пределах региональных зон гранитизации.

Билляхский массив расположен в восточной части поднятия, в истоках рек Хаптасыннах, Биллях-Тамах и Улахан-Старая. В настоящее время массив этот изучен довольно детально М. Н. Злобиным, В. З. Либерзон, Б. Г. Лопатиным. Общая площадь его составляет около  $800 \text{ км}^2$ , он вытянут в северо-западном направлении на  $60 \text{ км}$  при максимальной ширине около  $15 \text{ км}$ . Массив чрезвычайно неоднороден: порфиробластические гранитоиды, составляющие в целом около  $60\%$  массива, чередуются с биотит-роговообманковыми гнейсами и с другими гранитизированными породами, представляющими все стадии перехода от пироксеновых плагиогнейсов и кристаллических сланцев субстрата к порфиробластическим гранитоидам. В самих гранитоидах также присутствуют прослои и пачки в различной степени измененных гнейсовых пород, мощность которых колеблется от первых до нескольких десятков метров. Довольно многочисленны пластовые тела гранитов аляскинского типа. С востока, а частично и с запада массив ограничен разломами.

Краевой массив расположен в самой западной части Анабарского поднятия, в истоках р. Балаганнах. По данным М. И. Рабкина и Е. И. Подкопаева, видимая площадь его составляет около  $85 \text{ км}^2$  при длине около  $27 \text{ км}$  и максимальной ширине  $7 \text{ км}$ . Вдоль восточной границы массива проходит широкая зона интенсивной милонитизации. Западная часть его скрыта под отложениями верхнего протерозоя. Строение этого массива также очень неоднородно.

По минеральному составу и структуре гранитоиды обоих массивов сходны. В их сложении принимают участие олигоклаз-андезин № 26—35 ( $10\text{—}40\%$ ), калиевый полевой шпат ( $30\text{—}60\%$ ), кварц ( $10\text{—}20\%$ ), роговая обманка ( $3\text{—}10\%$ ), биотит ( $2\text{—}5\%$ ), ильменит и магнетит ( $1\text{—}3\%$ ); в редких случаях в количестве менее  $1\%$  обнаруживаются гиперстен и салит. В качестве примеси постоянно присутствуют апатит и циркон, более редки единичные зерна пирита, монацита, сфена, хромшпинели, молибденита и флюорита. Гипергенные процессы развиты слабо.

Несмотря на вариации состава от гранодиорита до граносиенита, порфиробластические биотит-роговообманковые гранитоиды обладают некоторыми характерными общими свойствами химизма: пониженным по сравнению с нормальными гранитами содержанием кремнезема ( $Q = +18\text{—}22$ ); существенным количеством магнезиально-железистых компонентов ( $b = 6\text{—}9$ ) и щелочей ( $a = 12\text{—}15$ ) с преобладанием калия над натрием. В большинстве случаев состав пород отвечает гранодиоритам с несколько повышенной щелочностью и граносиенитам. Между ними существуют постепенные переходы. Участками под влиянием более низкотемпературных процессов гранитизации порфиробластические гранитоиды микроклинизируются и окварцованы и по составу приближены к гранитам аляскинского типа.

Структура основной массы порфиробластических гранитоидов гранобластовая с широко развитыми реакционными и коррозионными соотношениями минералов. Плагиоклаз образует неправильные и изометричные зерна с неровными очертаниями. Характерно замещение его калиевым полевым шпатом с образованием в краевых частях мирмекитов. Калиевый полевой шпат представлен преимущественно ортоклазом-микропертитом, развитым как в виде идиобластов, нередко с простыми карлсбадскими двойниками, так и в виде ксеноморфных зерен в основной массе. В краевых частях идиобласты содержат включения кварца, плагиоклаза

и роговой обманки. Микроклин с двойниковой решеткой появляется позднее ортоклаза, развиваясь в виде пятен и тонких жилок мясо-красного цвета. Обыкновенная роговая обманка плеохроирует в зеленых и буровато-зеленых тонах, характеризуется умеренной железистостью (45—60 мол. %) и существенным содержанием  $TiO_2$ . По роговой обманке развивается биотит, образующий и самостоятельные ксеноморфные чешуйки. Железистость биотита составляет 37—44 мол. %, повышаясь в граносиенитах до 62%. В биотите много включений апатита и циркона. Гиперстен и салит встречаются в виде сильно разложенных реликтов, замещаемых роговой обманкой и биотитом. По железистости они аналогичны пироксенам из вмещающих метаморфических толщ.

Порфиробластические биотит-роговообманковые гранитоиды обладают многими особенностями метасоматических образований, к которым относятся прежде всего: наличие постепенных переходов между породами субстрата и гранитоидами; большое количество включенных в них ксенолитов гнейсовых пород, простирающие которых совпадает с гнейсовидностью в гранитоидах, а также с простираемостью структур метаморфической толщи; отсутствие жильной фации; явления перекристаллизации и замещения.

Палеотемпературы, определенные по двуполевошпатовому методу Т. Барта, находятся в интервале 630—660°С, что соответствует высокотемпературной ступени амфиболитовой фации.

Граниты аляскитового типа слагают, вероятно, не менее 10% площади Анабарского поднятия. Основная масса их приурочена к двум мощным зонам региональной мигматизации и гранитизации, в пределах которых расположены и массивы порфиробластических гранитоидов. Граниты аляскитового типа сопровождаются полями послойных мигматитов и большим количеством пегматитовых жил. Гранитами слагаются мелкие согласные пластовые тела и лишь в нескольких случаях, по данным В. З. Либерзон и Б. Г. Лопатина, эти тела являются секущими.

Среди гранитов аляскитового типа можно выделить собственно аляскиты и лейкократовые биотитовые граниты, связанные постепенными переходами.

Внешний вид гранитов и характер их темноцветных минералов теснейшим образом зависят от состава вмещающих метаморфических пород. Так, розово-красные граниты с биотитом и примесью роговой обманки и пироксенов развиты в двупироксеновых и гиперстенных плагиогнейсах (верхнеанабарская, реже далдынская серии), а светло-серые граниты с гранатом, графитом или салитом — в биотит-гранатовых плагиогнейсах и гнейсах (хапчанская серия). Наконец, только в андрадит-клинопироксеновых породах находятся порфиroidные аляскиты с сиреневым микроклином.

Аляскиты обладают как массивной, так и гнейсовидной текстурой, обусловленной ориентированным расположением биотита и удлиненных зерен кварца. По крупности зерна наблюдается несколько разновидностей. Особенностью структуры аляскитов является ксеноморфизм всех индивидов. В составе пород принимают участие олигоклаз № 15—22 (5—15%), микроклин-пертит (50—70%), кварц (25—30%), редкие чешуйки бурого биотита. В качестве аксессуарных минералов отмечаются единичные зерна магнетита, ильменита, циркона, монацита и апатита. В светло-серых аляскитах обычно присутствуют единичные зерна розово-красного граната, существенно альмандинового по составу, а в порфиroidных сиреневатых аляскитах встречается ксеногенный салит с довольно высоким содержанием геденбергитового компонента

( $Ng = 1,725-1,740$ ). Микроклин-пертиты имеют волокнистое и струйчатое строение, причем вроски альбита занимают нередко половину зерна.

В целом, для химизма аляскистов характерны сильная пересыщенность кремнеземом ( $Q = +28-43$ ), небольшой параметр  $c$ , меньший или равный единице, низкое содержание магнезиально-железистых компонентов ( $b = 3,2-4$ ) и значительное количество щелочей с преобладанием калия над натрием ( $a = 14-15$ ;  $n = 23-43$ ).

Лейкократовые биотитовые граниты слагают краевые части тел аляскистов и самостоятельные пластовые тела, нередко связанные постепенными переходами с вмещающими породами. Участками отмечается неясная полосчатость, унаследованная, вероятно, от пород субстрата. Текстура обычно гнейсовидная. Как и у собственно аляскистов, различаются розово-красные и светло-серые разновидности, пространственно разобщенные.

В минералогическом отношении эти граниты отличаются от аляскистов существенными вариациями в содержании полевых шпатов, а также в составе плагиоклаза (отмечаются андезины). Помимо микроклина распространены и нерешетчатые ортоклазовидные разновидности калиевого полевого шпата. В заметном количестве присутствуют темноцветные минералы, причем помимо бурого биотита (до 3%) встречаются амфиболы (до 2%) и реликтовые гиперстен и салит с обычными для метаморфических пород показателями преломления. Биотит ( $Nm = 1,645$ ; железистость 48 мол. %) замещается хлоритом, иногда с иголочками рутила. Амфиболы представлены зеленой обыкновенной роговой обманкой ( $Ng = 1,675$ ; железистость 38 мол. %) и субщелочной голубовато-зеленой роговой обманкой.

Лейкократовые биотитовые граниты в отличие от аляскистов характеризуются в химическом отношении повышенными значениями параметров  $b$  (4—6) и  $c$  ( $>1$ ). Кроме того, они обнаруживают пересыщенность глиноземом, иногда довольно существенную, что обусловлено высоким содержанием в биотитах глинозема по сравнению с калием.

Граниты аляскистового типа сопровождаются обильными согласными (изредка секущими) жилами аляскистов и пегматитов, иногда граносиенитов мощностью от нескольких сантиметров до 1 м. Реже встречаются кварцевые жилы.

Жильные аляскисты по составу и текстурно-структурным особенностям обычно не отличаются от аляскистов, описанных выше. Изредка они имеют аплитовидный облик. Жилы лейкократовых граносиенитов находятся среди основных кристаллических сланцев и карбонатно-силикатных пород. Они обладают массивной текстурой. Структура бывает порфиroidная с аллотриоморфной и гипидиоморфной структурами основной массы.

Характерно преобладание калиевого полевого шпата (70—90%) над плагиоклазом (5—15%) и незначительное содержание кварца (0—3%). Из темноцветных минералов встречаются биотит, роговая обманка и салит.

Пегматитовые жилы на Анабарском поднятии, в общем, менее обильны, чем в других районах развития докембрия. Они бывают как согласные, так и секущие. Нередко среди гранитов наблюдаются шпирь пегматита с нечеткими контактами. Текстура их массивная, а структура грубозернистая аллотриоморфная и гипидиоморфная. Изредка встречаются пегматиты с письменной структурой. По составу биотитовые пегматиты, в общем, аналогичны гранитам аляскистового типа, но в разновидностях, в которых в качестве аксессуаров присутствуют редкоземельные минералы, повышается и количество фемических компонентов.

Наиболее распространены розово-красные пегматиты с кристаллами биотита до 3 см. Иногда отмечается вкрапленность магнетита с размером отдельных зерен до 3—4 см. Из аксессуарных встречаются монацит, редко эвксенит, чевкинит и торит.

В целом гранитам аляскитового типа присущи следующие особенности: залегание исключительно в виде сравнительно мелких пластовых тел; зависимость внешнего вида и состава от характера вмещающих пород, с которыми граниты нередко связаны постепенными переходами; воздействие их на другие гранитовые и метаморфические породы, что указывает на относительно более молодой возраст данных гранитов.

## РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

На Анабарском поднятии раннепротерозойский возраст имеют анортозиты и секущие их жильные гранитоиды, пространственно приуроченные к активизированным зонам, где в результате повторного метаморфизма гранулитовые породы были преобразованы в гнейсы амфиболитовой фации. Возрастное положение анортозитов в настоящее время определяется довольно четко, они относятся ко времени между архейским этапом гранитообразования и формированием гранитондов в конце раннего протерозоя.

Анортозиты располагаются на западной и северо-западной окраинах Анабарского кристаллического массива и представлены вытянутыми телами, залегающими согласно доминирующему простиранию структур гнейсов. Их контакты в большинстве являются интрузивными и выражены достаточно четко. Площадь наиболее крупного анортозитового массива 765 км<sup>2</sup>, а общая площадь всех массивов определяется примерно в 1300 км<sup>2</sup>. Массивы обладают довольно сложным строением. В некоторых из них выявляются две основные зоны, состоящие из пород центрального комплекса и пород краевого комплекса.

Породы центрального комплекса слагают главную массу анортозитовых тел. В них обособляются массивные, преимущественно среднезернистые анортозиты с аллотриоморфной или габбровой структурами и очковые анортозиты с бластокатакластическими структурами с крупными зернами (очками) плагиоклазов, достигающими иногда нескольких сантиметров. Анортозиты состоят из лабрадора или битовнита, небольшого количества обыкновенной роговой обманки и реже моноклинного пироксена. Имеется ряд переходов от почти мономинеральных анортозитов к лейкократовым габбро.

Породы краевого комплекса приурочены к приконтактовым частям анортозитовых массивов, создавая полосы до 2 км в ширину. Широко развиты породы с гнейсовидными и полосчатыми текстурами. По составу преобладают лейкократовые габбро при подчиненном значении полосчатых анортозитов.

Химический состав анортозитов определяется в первую очередь различной основностью плагиоклаза, номер которого колеблется в анализируемых породах от 50 до 80. Наиболее высокое значение параметра *s* (22,7) характеризует разновидность анортозита с самым основным плагиоклазом, в других разновидностях этот параметр колеблется от 14 до 17. Содержание магниально-железистых компонентов (параметр *v*) изменяется от 2 до 6,2, что обусловлено в основном неодинаковым содержанием в анортозитах обыкновенной роговой обманки и других примесей.

В общем анортозитовые тела представляют собой сложно построенные плутоны, формировавшиеся в процессе гравитационной кристаллизации магматического расплава при его движении и активном взаи-

модействии с вмещающими породами. Возможно, что на современном облике анортозитов сказалось и влияние наложенных метасоматических процессов.

О существовании более молодых по отношению к анортозитам гранитоидов стало известно в 1964 г., когда А. Н. Вишневым в верховьях р. Меркю были установлены жилы мусковитовых пегматитов, секущие анортозиты. Позднее двуслюдяные и мусковитовые пегматиты, а также своеобразные жильные пегматоидные биотитовые граниты были обнаружены не только по всей Котуйкан-Монхолинской зоне повторного метаморфизма, но и в других активизированных зонах, в связи с чем встал вопрос о выделении нового самостоятельного нижнепротерозойского цикла гранитного магматизма.

К прогрессивной стадии нижнепротерозойского ультраметаморфизма относится формирование жил крупнозернистых и пегматоидных лейкократовых биотитовых гранитов, а к регрессивной — двуслюдяных и мусковитовых пегматитов.

Жилы пегматоидных биотитовых гранитов в активизированных зонах секут бластомилониты по архейским мигматитам и гранитам, что определенно указывает на их более молодой возраст. Сравнительно детально эти граниты изучены в центральной Котуйкан-Монхолинской зоне, на правом берегу р. Меркю, где мощность жил достигает 0,5 м. Простираение их субмеридиональное и субширотное, залегание крутое, вплоть до вертикального. Эти граниты представляют собой массивные розовато-серые лейкократовые породы, структура которых неоднородна в разных частях жил. На контактах располагается крустификационная оторочка шириной до 1 см из идиоморфных таблиц плагиоклаза, биотита и зажатых между ними ксеноморфных зерен кварца, ориентированных перпендикулярно контакту. Внутренний край оторочки погружен в микропегматит. Следующая зона сложена мелкозернистым гранитом с гипидиоморфнозернистой, участками микрографической структурой, а центральная зона — крупнозернистым гранит-пегматитом. Полная зональность характерна только для относительно крупных жил.

Граниты состоят из олигоклаза № 21—27 (30—35%), непертитового триклинного промежуточного ортоклаза (35—40%), кварца (30—35%), бурого биотита с железистостью 62—78 мол. % и вторичного полевого шпата с  $f_m = 46—51$  мол. % (1—2%). Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, монацит, апатит, из рудных — магнетит, молибденит, сфалерит, пирит, пирротин и арсенопирит. Химический состав гранитов отвечает аляскитам.

Мусковитовые пегматиты, разнообразны по составу и структурам, в настоящее время еще недостаточно изучены. Мусковит образовался, по-видимому, в результате гидролиза полевых шпатов, преимущественно микроклина, вследствие чего порода обогатилась альбитом; участками мусковит замещает биотит. В пегматитах мусковиту иногда сопутствуют тантало-ниобаты, турмалин и гранат. Мусковитизация отмечается также в гнейсах и бластомилонитах. Этот процесс связан, вероятно, с понижением щелочности глубинных растворов в постмагматическую регрессивную стадию нижнепротерозойского ультраметаморфизма.

В пределах Оленекского поднятия раннепротерозойские интрузии прорывают толщу метаморфизованных песчаников и сланцев эекитской серии и перекрываются верхнепротерозойскими конгломератами. Древнейшими образованиями нижнепротерозойского магматического комплекса являются гипабиссальные тела метадиабазов и кварцевых порфиров, внедрившихся в период прогибания и начальные фазы складчатости раннепротерозойской геосинклинали и вместе с вмещающими

породами подвергшихся динамометаморфизму. Более поздние интрузии, связанные с основной эпохой складчатости, по характеру залегания и петрографическим особенностям разделяются на две группы, соответствующие, по-видимому, двум разновозрастным интрузивным фазам. Первая представлена кварцевыми габбро-диабазами и кварцевыми диоритами, ко второй относятся порфириовидные биотитовые граниты. Жильные породы — мелкозернистые граниты и пегматиты — генетически связаны с кислыми интрузиями, прорывают породы габбровой группы.

Метадиабазы залегают в виде силла мощностью около 100 м среди отложений песчано-сланцевой толщи в бассейне р. Солооли. Они представляют собой раздробленные и рассланцованные породы грязной зеленовато-серой окраски. Интенсивный динамометаморфизм и перекристаллизация в значительной степени изменили их первоначальную структуру и минеральный состав. Достоверно первичными являются реликты плагиоклаза, большая часть которого замещена агрегатом хлорита, серицита, каолина, кремнистого вещества и мелких зерен кварца, цеолитов и вторичного плагиоклаза; в мелкозернистой массе нередко сохраняется призматическая или таблитчатая форма зерен плагиоклаза, что определяет реликтовую призматически-зернистую структуру породы в целом. Цветные минералы явно вторичного генезиса образуют волокнистый агрегат из биотита, хлорита и гидрослюда с примесью гидроокислов железа и лейкоксена, развивающегося по ильмениту. До 30% породы составляют микроклин и кварц; преимущественно прожилковое развитие этой ассоциации свидетельствует о более позднем ее выделении.

Кварцевые порфиры образуют единичные крутопадающие дайки субширотного простирания, мощность которых не превышает 10 м. Это светло-серые тонкозернистые породы со сланцеватой текстурой и порфировой структурой. Вкрапленники размерами 0,25—1,5 мм, представленные кварцем и альбитом примерно в равных количествах, составляют 5—6% объема породы. Основная масса микрогранитовой структуры состоит из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, кварца и серицита; в виде единичных зерен присутствуют апатит, лейкоксенизированный сфен, пирит, мусковит, хлорит. Весьма интенсивно проявляются процессы альбитизации и серицитизации.

Кварцевые габбро-диабазы и кварцевые диориты слагают штокообразные тела площадью до 3 км<sup>2</sup> в бассейне р. Солооли. Пространственная разобщенность их выходов не дает возможности судить о взаимоотношениях выделенных интрузивных разновидностей. Можно лишь предполагать, что эти породы произошли из общего магматического очага в ходе нормальной дифференциации магмы. Контактный метаморфизм выразился в образовании эруптивных брекчий и роговиков во вмещающих породах, ксенолиты которых содержатся и в самих интрузивных телах. Для кварцевых габбро-диабазов характерны темная зеленовато-серая окраска, массивное крупнокристаллическое сложение и призматическая структура, приближающаяся к долеритовой. Главные породообразующие минералы: андезин-лабрадор (50—60%) и пироксен пижонит-авгитового ряда, количество которого колеблется в широких пределах, что объясняется различной степенью замещения его амфиболом, биотитом или карбонатом. В подчиненном количестве присутствуют кварц, микроклин, ромбический пироксен; постоянные акцессории — апатит и рудный минерал, реже встречаются сфен, циркон и рутил.

Кварцевые диориты представляют собой массивные средне- и крупнокристаллические породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Минеральный состав их: андезин (40—50%), кварц (10—20%), биотит

(10—20%), амфибол (5—15%), микроклин (1—15%), реликты клинопироксена; акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен.

Порфиroidные биотитовые граниты образуют ряд пространственно разобщенных массивов на левобережье р. Эекит, представляющих собой, по всей вероятности, выходы крупной интрузии кислого состава, лишь частично вскрытой современной эрозией. Эродированные участки интрузии обычно несколько вытянуты в север-северо-западном направлении, что отвечает общему простиранию нижнепротерозойских складчатых структур. В зоне контакта имеют место явления интенсивного ороговикования и послонной инъекции гранитов во вмещающие породы. Ксенолиты нижнепротерозойских ороговикованных песчаников и сланцев присутствуют в различных частях интрузии. Граниты характеризуются светло-серой окраской и крупнокристаллическим сложением. Для них характерны трахитоидная текстура и гипидиоморфнозернистая порфиroidная структура. Фенокристаллы принадлежат микроклину и имеют таблитчатую форму. Их размеры достигают  $4 \times 2$  см. Породообразующие минералы — плагиоклаз № 28—32 (25—60%), микроклин (от 10—15 до 40—45%), кварц (15—20%), биотит (5—12%); акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, реже рутилом, лейкоксеном, ильменитом. Периферические части гранитной интрузии сложены породами, приближающимися к гранодиоритам.

Жильные породы — мелкозернистые граниты и пегматиты — широко распространены в поле развития самих интрузий и в непосредственной близости от них. Гранитные жилы обычно крутопадающие, мощность их колеблется от 0,1—0,2 до 2,5—3 м. Пегматитовые жилы, как правило, имеют пологое падение (12—15°) и мощность 0,1—1,5 м. Наблюдаемые соотношения указывают на более молодой возраст пегматитов. Призлабандовые участки пегматитовых жил содержат линзовидные гнезда мусковита, биотита и черного турмалина. Гидротермальные жилы кварцевого и кварц-карбонатного состава, наблюдаемые главным образом в породах метаморфической толщи, не имеют закономерной пространственной ориентировки; мощность их не превышает 1—1,5 м.

Нижнепротерозойский возраст рассматриваемого интрузивного комплекса принят на основании определения абсолютного возраста гранитов и пегматитов, который составляет 1840—2080 млн. лет (табл. 1).

На севере Приверхоянского прогиба Джарджанской опорной скважиной в районе устья р. Джарджан вскрыты породы кристаллического фундамента, образование которых, по-видимому, следует относить к раннепротерозойскому магматическому циклу. В интервале 1520—1620 м пройдено крупное тело пироксенитов, пронизанное жилами пегматитов.

## ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Магматические породы позднепротерозойского возраста установлены на Анабарской антеклизе, в Верхоянской и Патомской складчатых зонах.

### АНАБАРСКАЯ АНТЕКЛИЗА

Трапповые интрузии позднепротерозойского возраста впервые были установлены И. М. Битерманом и Е. Р. Горшковой в 1960 г. в бассейне нижнего течения р. Оленек, а в 1964 г. Е. С. Кутейников, И. М. Орлов и Ю. Н. Толчельников выявили их развитие по правобережью р. Котуй. За последние годы интрузии этого возраста обнаружены в западной части антеклизы к западу от рассматриваемого региона среди архей-

## Результаты определения абсо

№ п/п	Порода	Место взятия образца	Минерал, использованный для анализа	Содержание калия, %
1	Пегматит	Река Ортоку-Эекит	Мусковит	8,43
2	Гранит биотитовый	Гора Осор-Хаята	Биотит	6,18
3	Пегматит	Река Ортоку-Эекит	Мусковит	7,99
4	Гранит биотитовый	Бассейн р. Буор-Эекит	Биотит	—
5	" "		"	—
6	" "		"	—
7	" "		"	—
8	Пегматит		Мусковит	—

ских и протерозойских отложений, имеющих возраст древнее верхнепротерозойской старореченской свиты и ее стратиграфических аналогов. Здесь позднепротерозойскими траппами слагаются многочисленные дайки, пологосекущие и пластообразные тела. Дайки имеют протяженность от нескольких метров до километров. Мощность их изменяется от 3 до 50, изредка до 200 м. Многие дайки, особенно мощностью свыше 30 м, обладают извилистой или резко изломанной в плане формой. Пологосекущие и пластообразные тела имеют видимую протяженность от 1 до 3, иногда до 30 км. Мощность их обычно 10—30 м, в западной части антеклизы встречаются интрузии мощностью до 50 м. В бассейне среднего течения р. Хорбусуонка траппы образуют маломощные силлы (2—20 м) и дайки (до 15 м), а также довольно крупное (видимой мощностью до 200 м) лакколитообразное тело. Как правило, интрузии залегают среди пород хатыспытской свиты.

Интрузивные породы, слагающие дайки и силлы, представлены долеритами и габбро-долеритами. В центральных частях и эндоконтактах наиболее мощных интрузий встречаются конгадолериты, сиенитогаббро и сиенито-диориты, образующие также отдельные маломощные (3—10 м) дайки. Долериты темно-зеленые, в них часто наблюдаются кристаллы плагиоклаза размером 1—5 мм по длинной оси, окрашенные тонко распыленным гематитом в буровато-красный цвет. Встречаются разности долеритов пятнистой окраски, содержащие плагиоклаз, микропегматит и пироксен. Такие породы слагают обычно отдельные маломощные (3—10 м) дайки или шлировые выделения неправильной формы с нечеткими границами в более мощных дайках и пластовых интрузиях.

Структура пород офитовая, пойкилоофитовая, долеритовая, габбро-долеритовая и толеитовая. Плагиоклаз представлен андезином или лабрадором № 40—60 (47—65%), он почти полностью замещен мелкочешуйчатым пренитом, карбонатом, глинистыми минералами и гидроокислами железа. В отдельных дифференциатах появляются менее основные плагиоклазы № 15—40. Пироксен (пижонит-авгит), составляющий 33—42% породы, также почти полностью замещен хлоритом, биотитом, роговой обманкой и карбонатом. Во всех крупно- и среднезернистых разностях присутствует микропегматит (от 2 до 15%). Содержание замещенного илдингситом и хлоритом оливина составляет 3—15%. Рудные минералы — магнетит, титаномагнетит, ильменит и сфен — составляют в сумме 2—10%. Иногда встречается ромбический пироксен. Из акцес-



Таблица 1

## ЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ГРАНИТОИДОВ

Содержание аргона, $10^{-5}$ см <sup>3</sup> /г	Абсолютный возраст пород, млн. лет	Автор коллекции, год	Примечание
109,5	1950	А. Н. Вишневский, 1958	Определение произведено аргоновым методом в Радиевом институте АН СССР группой А. Я. Крылова
88,6	2080	А. А. Красильщиков, 1960	
112,6	2050	А. А. Красильщиков, 1960	
—	2002	Р. А. Биджиев, Н. С. Воскресенский	Определение произведено калий-аргоновым методом в ВАГТ
—	1958		
—	1846		
—	1839		
—	2008		

сорных минералов установлены апатит и сфен. Контактные изменения, связанные с интрузиями долеритов, незначительны.

Химический состав пород свидетельствует о принадлежности их к нормальным долеритам, они характеризуются лишь повышенным по сравнению с пермо-триасовыми долеритами Сибирской платформы содержанием  $K_2O$ , частично  $SiO_2$  и  $TiO_2$ , а также большими потерями при прокаливании.

В восточной части Анабарской антеклизы имеются лишь редкие интрузии диабазов, пространственно не связанные с описанными интрузиями, долеритов. Крупная пластовая интрузия диабазов обнажается на правобережье рек Кютингде и Сыгынахта, локализуясь на границе кютингдинской и арымаской свит верхнего протерозоя. Интрузия прослеживается от устья р. Балаганнах в северо-восточном направлении на 45—50 км. Мощность ее около 150 м.

Центральная часть интрузии сложена темно-серыми крупнозернистыми габбро-диабазами и диабазами, переходящими ближе к контактам в среднезернистые разновидности. У эндоконтактов породы становятся мелкозернистыми или афанитовыми. Структура пород обычно офитовая. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (лабрадор № 51—58) и пироксен (авгит), находящиеся примерно в равных количествах; рудный минерал (ильменит) составляет 4—8%, оливин отсутствует. Как правило, в породе отмечаются апатит и гранофировый мезостазис. Характерна интенсивная измененность породы в результате автотаморфизма. Плагиоклаз почти полностью замещен хлоритом, антинолитом, альбитом, пренитом, мусковитом и эпидот-цоизитовыми минералами. Пироксен в той или иной степени замещен волокнистым амфиболом, хлоритом и биотитом, а рудный минерал — лейкоксеном. Диабазы периферических частей интрузии испытали более значительные вторичные изменения и интенсивно карбонатизированы. Экзоконтактовые изменения заключаются в частичной перекристаллизации и уплотнении карбонатных пород и песчаников. Они проявляются на расстоянии 1,5—2 м от границ интрузии.

Эта крупная интрузия сопровождается несколькими незначительными по мощности (до 10—15 м) и протяженности силлами и дайками, сложенными теми же диабазами. Изолированный выход аналогичных диабазов наблюдался южнее в долине р. Булбарангда-Юряге. Здесь на

выветрелой поверхности диабазов лежит базальный конгломерат пермского возраста, содержащий диабазовую гальку.

Имеются сведения и о наличии вулканических аппаратов позднепротерозойского возраста. С. Ф. Духанин и Б. Г. Лопатин установили в бассейне р. Бол. Куонамка туфы, слагающие, по их мнению, жерло, прорывающее протерозойские отложения. Туфы несогласно перекрыты старореченской свитой верхнепротерозойского возраста.

Туфы выполняют трубки взрыва (жерла) и слагают «грибообразные» тела (околожерловые образования). Территориально площадь их распространения совпадает с районом выхода долеритов, что подчеркивает их определенную генетическую связь. Трубки представляют собой вертикальные или крутопадающие тела диаметром от 3—5 до 200—300 м, рвущие отложения хатыспытской и туркутской свит верхнего протерозоя. Околожерловые туфогенные образования залегают в виде своеобразных линзовидных тел мощностью до 30 м на породах верхнепротерозойской туркутской свиты и перекрываются кессюинской свитой нижнего кембрия. Туфы имеют неоднородный и сложный состав и по облику из-за большого количества угловатых обломков различных пород похожи на брекчии. Характерно отсутствие сортировки материала. В состав туфов входят крупные обломки магматических и осадочных пород, обломки кристаллов и пепловый материал. Размер обломков колеблется от долей миллиметра до 1—1,5 м. Преобладающая часть обломочного материала (до 50—60%) состоит из осадочных пород верхнего протерозоя — известняков, доломитов, алевролитов, песчаников. Обломки изверженных пород, как правило, имеют меньшие размеры (до 1 см) и представлены долеритами, долеритовыми порфиритами, диабазами, в меньшем количестве встречаются обломки основных туфов, наблюдаются единичные обломки кварцитов и глинистых сланцев. Присутствует кислое стекло с ярко выраженной перлитовой структурой. Интересно, что в перлите в свою очередь встречаются обломки долеритового порфирита, окаймленного пепловым материалом. Такое сложное сочетание основных и кислых эффузивных образований, видимо, свидетельствует о нескольких фазах магматической деятельности и о выбросах магмы разного состава, однако при этом доминируют основные породы. Цемент туфов, на который приходится от 5 до 35% породы, стекловатый или пепловый.

К образованиям характеризуемого магматического цикла относится и эффузивно-осадочная унгуохтахская свита, распространенная в бассейне р. Уджа, которая, по данным Э. Н. Эрлиха, состоит из прослоев туфобрекчий основного состава, чередующихся с нормально-осадочными преимущественно терригенными породами.

Время внедрения описываемых интрузий определяется на том основании, что они прорывают протерозойские породы, включая юсмастакскую свиту, абсолютный возраст которой 1000—1150 млн. лет, и перекрыты старореченской свитой, имеющей абсолютный возраст 624—673 млн. лет. Несогласное налегание последней на интрузивные породы установлено в ряде пунктов. Так, в скважине на р. Марха, по наблюдениям В. В. Грицика, отмечается налегание старореченской свиты на кору выветривания латеритного типа, сформированную на интрузии. На р. Кеняда М. С. Мащак и др. в 1965 г. установили залегание этой свиты на древесно-рыхлых каолинизированных породах вишнево-красного цвета, представляющих собой кору выветривания дайки основного состава. Е. С. Кутейников и другие исследователи наблюдали налегание старореченской свиты, а там, где она отсутствует, пород нижнего кембрия, на интрузиях, обнаруженных на западной и северо-западной окраинах Анабарской антеклизы. Время формирования этих интрузий подтверж-

дается данными определения абсолютного возраста из бассейна р. Фомич, который оказался равным 820—1135 млн. лет (определения Л. В. Фирсова, ИГГ СО АН СССР). Кроме того, палеомагнитные исследования, проведенные Б. В. Гусевым, показали, что координаты древнего северного магнитного полюса были 7—12° с. ш. и 194—203° в. д., что свидетельствует о древнем возрасте (не моложе силура) характеризуемых интрузий.

Позднепротерозойский возраст вышеописанных вулканических аппаратов на Анабарской антеклизе доказывается тем, что вулканические жерла, выполненные туфами, прорывают всю толщу верхнепротерозойских отложений, но не захватывают кембрийские породы. Установлено, что кессюсинская свита кембрия перекрывает туфы и содержит в своих базальных горизонтах продукты перемыва туфов. Таким образом, выбросы туфов можно отнести к концу позднего протерозоя. В туфах содержится большое количество обломков долеритов и диабазов, аналогичных породам, слагающим позднепротерозойские интрузии. Это дает основание считать интрузивные породы более древними, чем туфы. Вместе с тем можно предположить, что долериты, обнаруживающие более тесную связь с туфами, относительно моложе диабазов. Об этом косвенно могут свидетельствовать значительные процессы автометаморфизма в диабазах.

Мелкие дайки долеритов, секущие тела туфов, по-видимому, относятся к заключительной фазе данного цикла магматизма, так как в кембрийских породах Оленекского поднятия они не встречены даже в тех местах, где в верху отложений верхнего протерозоя присутствует большое количество мелких даек.

### АЛДАНСКАЯ АНТЕКЛИЗА

#### Кыллахский выступ

Исследованиями Т. С. Кирусенко в верхней части устьсахаринской свиты майской серии верхнего протерозоя в верховьях р. Акра установлены пласты туфов липаритов мощностью до 4 м. Туфы сложены обломками кварца, плагиоклазов, карбонатизированного фельзилипарита и редко темноцветных минералов, погруженными в сильно разложенную стекловатую массу, почти нацело превращенную в хлорит.

Интрузивные породы позднепротерозойского возраста представлены силлами диабазов и габбро-диабазов в горностахской свите, обнажающейся в бассейнах рек Сахара, Аллах-Юнь и в хр. Улахан-Бам. Они протягиваются на несколько десятков километров при мощности до 50 м. Породы темно-серые, плотные, массивные, средне- и мелкозернистые, сложены плагиоклазами (35—55%), авгитом (45—60%), кварцем (1—10%), титаномагнетитом (3—10%) и апатитом. Контактные воздействия на вмещающие породы обычно незначительны, изменения выражены на расстоянии до 1—2 м. Иногда наблюдаются новообразования пирита, коизита, пироксена.

Позднепротерозойский возраст силлов доказывается их согласным залеганием с вмещающими верхнепротерозойскими породами, перекрытыми со стратиграфическим, а местами и с угловым несогласием отложениями юдомской свиты позднепротерозойского — раннекембрийского возраста.

### ПАТОМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

Силлы траппов позднепротерозойского возраста приурочены к отложениям балаганнахской, мариинской и джемкуканской свит патомского комплекса, вскрывающихся в пределах Уринского антиклинория в райо-

нах нижних течений рек Бол. Патом и Ура. Интрузии наблюдаются на крыльях складок, создавая небольшие гряды на водоразделах и каньонообразные сужения в долинах на местах пересечения их реками, а при горизонтальном залегании бронируя нижележащие отложения. Мощности интрузий обычно колеблются от 10 до 90 м, наиболее мощная интрузия (до 130 м) встречена в кровле джемкуканской свиты.

Диабазы силлов представляют собой темно-серые плотные породы, от скрыто- до крупнокристаллических, иногда стекловатые. Наиболее распространены диабазы, сложенные плагиоклазами (лабрадор — битовнит; 60—70%), моноклинным пироксеном (авгит; 20—35%) и оливином (до 10%). Присутствуют роговая обманка, биотит, рудные минералы (ильменит, титаномагнетит, иногда пирит). Значительно реже встречаются кварцевые диабазы, отличающиеся содержанием кварца и калиевого полевого шпата (до 8—10%), образующих микропегматитовые сростки. Наиболее обычными структурами пород являются офитовая, пойкилоофитовая и диабазовая.

Породы часто изменены под воздействием гидротермальных и автометаморфических процессов. В них наблюдается широкое развитие хлорита, сосюрита, серпентина, актинолита, гематита, цеолитов, тремолита и уралита. Контактный метаморфизм в карбонатных породах выражается в их мраморизации или окремнении, в аргиллитах отмечается ороговикование, в сланцах — насыщение слюдистыми минералами. Песчаники и алевролиты в приконтактных зонах окварцовываются и приобретают гранобластовую и пойкилобластовую структуры. Изверженные породы вблизи контактов часто сложены кислыми плагиоклазами (до 50%), кварцем, хлоритом, рудными минералами и апатитом. Мощности контактовых зон обычно 10—20 м. В отдельных случаях метаморфические изменения настолько сильны, что проведение границы между осадочными и изверженными породами макроскопически становится невозможным.

По сравнению с траппами Тунгусской синеклизы диабазы отличаются повышенным содержанием  $K_2O$  (на 1—1,2%) и  $FeO$  (на 1—1,3%), слегка повышенным содержанием  $TiO_2$  (на 0,5—0,6%) и пониженным содержанием  $Na_2O$  (на 0,2—0,3%),  $MgO$  (на 0,1—0,2%) и  $Al_2O_3$  (на 1%). Кварцевые разности характеризуются непостоянством состава. Содержание  $K_2O$  в них колеблется в пределах 1,8—3,2%,  $Na_2O$  — 2,7—4,5%,  $MgO$  — 0,25—2,9%,  $CaO$  — 4,6—7%,  $FeO$  — 0,8—14,5%,  $TiO_2$  — 0,3—2,9%,  $SiO_2$  — 50—75%. Содержание  $Al_2O_3$  по сравнению со средним составом траппов Тунгусской синеклизы понижено примерно на 4 %.

Верхнепротерозойский возраст силлов диабазов определяется их согласной дислоцированностью с вмещающими породами патомского комплекса, которые отделены от перекрывающих их верхнепротерозойских — нижнекембрийских отложений стратиграфическим и географическим, а местами и угловым несогласиями.

### ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ВЕРХОЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Магматические породы верхнепротерозойского возраста имеются на крайнем севере и юге этой зоны — на Хараулахском поднятии и в Сетте-Дабанском горст-антиклинории.

#### Хараулахское поднятие

На Хараулахском поднятии изверженные породы, относимые к позднепротерозойскому циклу, слагают силлы и дайки среди отложений верхнего протерозоя. Наиболее полно они представлены в берего-

вых обнажениях р. Лена, где наблюдаются до шести-восьми силлов и дайки, играющие роль подводящих тел. Мощность силлов колеблется от 1—3 до 10—20 м, реже до 50—100 м, а в отдельных линзовидных раздувах она достигает 600 м. Прослеживаются они на расстояние от 10 до 40 м. Иногда имеет место расщепление силлов. Мощность даек изменяется от 3 до 23 м, а протяженность — от 2 до 12 км.

По данным исследований, проведенных в 1963 г. С. И. Грошиным, Ф. М. Хасановым и др., в составе изверженных тел принимают участие породы диоритового ряда (альбитофиры, диорит-порфиры, плагиоклазовые и мандельштейновые порфиры, мандельштейновые лавы) и ряда габбро (габбро-диабазы, диабазовые порфиры, долериты, базальты).

Диорит-порфиры представляют собой темные зеленовато-серые неравнозернистые породы гипидиоморфнозернистой и порфировидной структуры, сложенные средними плагиоклазами, авгитом, титаномagnetитом, вулканическим стеклом, калиевыми полевыми шпатами и апатитом, по которым развиваются вторичные хлорит, серицит, лейкоксен, сфен, карбонаты, каолинит, альбит, кварц, биотит.

Плагиоклазовые и мандельштейновые порфиры окрашены в темно-зеленые и зеленовато-серые цвета. Они сложены плагиоклазом (андезин № 40—42), хлоритизированным и карбонатизированным вулканическим стеклом, гематитом и ильменитом. Породы мелко- и тонкокристаллические, равномернозернистые. В мандельштейновых порфиритах в отличие от плагиоклазовых наблюдаются округлые миндалины (0,4—2,5 мм), выполненные кальцитом, хлоритом и реже кварцем.

Альбитофиры встречаются в краевых частях силлов. Они сложены кислыми плагиоклазами (№ 9—11), хлоритизированным вулканическим стеклом и титаномagnetитом, по которым развиваются вторичные сфен и лейкоксен. Структура породы порфировидная. Во вкрапленниках развит плагиоклаз № 15—17.

Мандельштейновые лавы образуют силлы верхней части верхнепротерозойского разреза (хараятэхская свита). Они имеют зеленовато-бурую окраску и состоят из почти нераскристаллизованного, часто хлоритизированного вулканического стекла. Структура пород витрофировая, текстура мандельштейновая. Встречаются точечные включения рудных минералов и плагиоклазов, полностью замещенных хлоритом. Миндалины выполнены карбонатами и хлоритом.

Габбро-диабазы светло-серые с зеленоватым оттенком, крупнокристаллические, порфировидные, сложены плагиоклазами, хлоритизированным вулканическим стеклом и авгитом. В миндалинах встречаются пренит и иногда калиевые полевые шпаты.

Диабазовые порфиры — мелкокристаллические породы, состоящие из плагиоклазов (лабрадор № 54—56), хлоритизированного вулканического стекла и авгита. Цвет их от темно-серого до зеленовато-серого.

Долериты имеют зеленовато-черную окраску. Структура их порфировидная. Породы мелкокристаллические, образованы плагиоклазами (лабрадор № 53—56) и слабо хлоритизированным вулканическим стеклом. Вкрапленники сложены плагиоклазом и авгитом.

Базальты встречаются в краевых частях интрузий габбро-диабазов и диабазовых порфиритов. От долеритов они отличаются большим количеством вулканического стекла.

Контактные изменения слабые. Во вмещающих породах они выражены в окремнении и мраморизации известняков, милонитизации и ороговикования песчаников. Изверженные породы вблизи контактов изменяют свою структуру.

Верхнепротерозойский возраст описанных пород доказывается присутствием их галек, обломков кислых и основных эффузивов, зерен основных плагиоклазов и пироксенов в песчаниках нижнего кембрия (Атласов, 1957; Люткевич, 1960). О докембрийском возрасте изверженных тел, залегающих в отложениях верхнего протерозоя, свидетельствуют также признаки внедрения и охлаждения их на небольших глубинах — большое количество вулканического стекла и незначительная (0,2—0,3 м) мощность зон экзоконтактового метаморфизма. Верхнепротерозойский магматизм имел не менее двух фаз. Об этом говорит наличие секущих тел, внедрившихся в силлы, причем характер эндоконтактовых изменений указывает на внедрение в уже остывшие породы.

### Сетте-Дабанский горст-антиклинорий

В зоне перехода от Сетте-Дабанского горст-антиклинория к Юдомо-Майскому прогибу, в 15 км западнее пос. Бриндакит, располагается Горноозерский массив нефелиновых сиенитов и карбонатитов. Он прорывает отложения лахандиной и кандыкской свит и приурочен к небольшой антиклинальной структуре. По мнению Н. С. Шпак и ряда других исследователей, массив следует относить к интрузиям центрального типа. Изверженные породы массива представлены пироксенитами, щелочными гипербазитами ийолит-мельтейгитового типа и нефелиновыми сиенитами, сопровождаемыми силикатными метасоматитами пироксенового, нефелин-пироксенового и кальцит-магнетит-форстеритового состава и карбонатитами. Абсолютный возраст карбонатитов определен А. И. Тугариновым в 600—650 млн. лет.

### РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Раннепалеозойский возраст имеют интрузии щелочных пород Уджинского поднятия и тела траппов на Оленекском и Хараулахском поднятиях, в Нюйской и Березовской впадинах и Уринском антиклинории.

### АНАБАРСКАЯ АНТЕКЛИЗА

#### Уджинское поднятие

К осевой части Уджинского поднятия приурочены два крупных интрузивных массива — Томтор и Богдо, а также ряд мелких даек и пластовых тел, сложенных щелочными породами.

Массив Томтор расположен в верховьях левого притока р. Уджа — р. Онкучах. В современном эрозионном срезе он имеет округлую в плане форму, слегка вогнутую в северо-западной части, размерами 10×12 км. В рельефе массив выражается в виде серии концентрически расположенных пологих гряд и холмов. Вся западная и частично восточная части массива скрыты под верхнеплинсбахскими отложениями, а северная часть перекрыта четвертичными образованиями. По данным аэромагнитной съемки массив Томтор представляет собой почти изометричное в плане тело размером в поперечнике около 22 км. В строении массива отчетливо намечается концентрическая зональность, что позволяет выделить три кольца.

Внешнее кольцо шириной до 5 км состоит из двух дугообразно вытянутых тел. Восточное тело сложено трахитоидными нефелиновыми сиенитами. Это серо-коричневые породы от мелко- до среднезернистых, с отчетливой трахитоидной текстурой. Состав пород характеризуется некоторым преобладанием калиевого полевого шпата (45—70%) над

нефелином (25—45%), количество эгирина колеблется от 10 до 30%. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен и апатит. Вторичные изменения очень слабые. По нефелину развиваются цеолиты, реже серицит; по эгирину — в весьма незначительных количествах биотит и баркевикит. В южной части восточного полукольца выделяется округлое в плане тело, сложенное пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами и ювитами. Последние также слагают мелкие тела в поле развития трахитоидных нефелиновых сиенитов. Пойкилитовые нефелиновые сиениты и ювиты коричневато-розовые, массивные, крупнозернистые. Количество калиевого полевого шпата и нефелина переменное — от 50—70% калиевого полевого шпата и 20—45% нефелина в нефелиновых сиенитах до 10—40% калиевого полевого шпата и 50—70% нефелина в ювитах. Количество эгирина колеблется от 3 до 20%. Аксессуарные минералы представлены сфеном, апатитом и флюоритом, количество их не превышает 1%.

Восточное полукольцо характеризуется магнитным полем сравнительно низкой интенсивности ( $\Delta T$  100—200 $\gamma$ ). Западное полукольцо совершенно не обнажено, но, судя по характеру магнитного поля (интенсивность до 400 $\gamma$ ), породы, слагающие это полукольцо, отличаются от пород восточного полукольца.

Второе кольцо интрузии характеризуется резкими магнитными аномалиями интенсивностью 500—800 $\gamma$ . Возможно, они вызваны субпараллельно расположенными возмущающими телами, имеющими вид вертикальных пластов, уходящих на большую глубину. Магнитное поле в западной части этого внутреннего кольца осложнено субпараллельно вытянутыми в близмеридиональном направлении аномальными зонами, протягивающимися на 6—7 км. Состав тел, с которыми связаны аномалии второй концентрической зоны интрузии, остается невыясненным, так как они скрыты под покровом верхнеплинских и четвертичных отложений. В наиболее южной части этого кольца, в пределах изометричной в плане аномалии, интенсивностью 600 $\gamma$ , отмечены выходы щелочных нефелинсодержащих сиенитов, переполненных включениями (ксенолитами?) твейтозитов. Щелочные нефелинсодержащие сиениты коричневатые, массивные, от средне- до крупнозернистых. Состав их характеризуется резким преобладанием полевых шпатов (80—85%), представленных равными количествами калиевого полевого шпата и альбита. Темноцветные минералы — эгирин-авгит и развивающийся по нему баркевикит — составляют 12—15%. Количество нефелина не превышает 1—3%. Аксессуарные сфен и апатит. Вторичные изменения выражаются в незначительной канкринитизации нефелина, развитии небольшого количества серицита по калиевым полевым шпатам и появлению отдельных зерен кальцита в промежутках между кристаллами первичных минералов.

Твейтозиты являются контактово-метасоматически измененными породами со значительным содержанием цветных минералов. Были встречены две их разновидности. Одна из них представляет собой мелкозернистую породу массивной текстуры, на 50% состоящую из эгирин-авгита и развивающегося по нему биотита. Количество нефелина составляет 40%, граната (шорломита), сфена и кальцита — около 8%, апатита и рудных минералов — до 2%. Нефелин в породе в значительной степени замещен канкринитом. По породе развиваются прожилки (0,1—0,5 см) кальцита, содержащие правильные кристаллы граната и биотита размером до 3 мм. Структура породы изменяется от пойкилобластовой до призматически-зернистой. Для структуры второй разновидности характерно параллельное расположение призматических кристаллов эгирин-авгита и щелочного амфибола. Состав породы: эгирин-

авгит (30%), актинолит (15%), нефелин (около 40%), содалит (до 10%), единичные зерна сфена. Природа щелочных нефелинсодержащих сиенитов остается неясной. Весьма возможно, что они не являются самостоятельными интрузивными породами, а представляют собой породы, подвергшиеся метасоматическому преобразованию. Магнитная восприимчивость ( $\kappa$ ) щелочных нефелинсодержащих сиенитов, замеренная в образцах, невелика, а поэтому сами по себе они не могут вызывать такие магнитные аномалии, которые характерны для второй концентрической зоны интрузии. Одновременно  $\kappa$  твейтозитов колеблется от 600 до 3000 $\gamma$ , т. е. вполне вероятно, что исходные породы, в результате переработки которых они образовались, преобладают в составе тел, образующих вторую концентрическую зону массива.

В северной и северо-восточной частях вторая концентрическая зона массива осложнена весьма интенсивной по величине (до 1700 $\gamma$ ) и сложной по строению магнитной аномалией. Она связана, вероятно, с тремя субпараллельно расположенными интрузивными телами, имеющими общее северо-западное простирание. Два наиболее крупных тела, по-видимому, имеют крутое (не менее 60—70°) падение на юго-запад. Наиболее южное из рассматриваемых трех тел, создающее менее интенсивную по величине и более локальную по размерам магнитную аномалию с осложняющим минимумом в юго-западной части, имеет либо вертикальное падение, либо круто наклонено на северо-восток.

К западу от описанной сложной магнитной аномалии располагается еще одна менее интенсивная по величине изометричная в плане магнитная аномалия, превышения которой над фоном составляют около 160 $\gamma$ . Она связана, вероятно, со штокообразным телом, имеющим глубинные корни. Предполагается крутое, почти вертикальное падение его на запад. Все тела, которыми обусловлены эти магнитные аномалии, современным эрозионным срезом не вскрыты, и состав их неизвестен.

Центральная часть массива Томтор имеет округлую в плане форму диаметром около 4,5 км. Здесь обнажаются в единичных выходах пегматоидные ювиты. Магнитное поле центральной части массива спокойное интенсивностью — 300—400 $\gamma$ . На фоне общего относительного понижения значений магнитного поля тут отмечается еще одна вытянутая в юго-юго-восточном направлении сравнительно небольшая магнитная аномалия. По всей вероятности, она вызвана телом, имеющим форму крутопадающего (на северо-восток) почти вертикального пласта, уходящего на большую глубину.

В экзоконтакте массива Томтор, в поле развития доломитов улаханкурунгской свиты верхнего протерозоя, наблюдается зона мраморизации мощностью около 500 м. В эндоконтакте интрузии располагается значительное количество ксенолитов пластинчатой формы размерами 10—20×200—400 м, ориентированных параллельно контакту. Породы ксенолитов нацело переработаны процессами щелочного метасоматоза и превращены в нефелиновые твейтозиты и фениты. Наклон контактов массива неизвестен. Судя по общему повышению значений магнитного поля к югу и юго-востоку от массива, можно высказать предположение о падении плоскости контакта южной части интрузии в этом же направлении.

Непосредственно близ южной границы массива, на площади развития доломитов улаханкурунгской свиты, наблюдается поле кольцевых даек нефелиновых базальтов. В целом это поле имеет эллипсовидную в плане форму поперечником до 1,5—2 км. Мощность отдельных даек достигает 10—20 м при протяженности 300—500 м. Судя по характеру магнитных аномалий, дайки имеют крутое падение по окружности от центральной части поля. Отдельные дайки нефелиновых базальтов пе-



ресекают также поле развития нефелиновых сиенитов и ювитов в южной части массива.

Массив Богдо располагается на северной оконечности гряды сопок Богдо-Тас. Его вмещающими породами являются доломиты улаханкурингской свиты. Современным эрозионным срезом вскрыта лишь апикальная часть массива, представляющая собой округлое в плане тело поперечником до 2,5 км. По-видимому, этим и объясняется присутствие здесь широкой (до 1000 м) зоны мраморизации. Истинные контуры интрузии совпадают с изометричной в плане, но более значительной по площади (около 15 км<sup>2</sup>) магнитной аномалией. Внутреннее строение массива не изучено. Можно лишь отметить, что в южной части массива ювиты образуют два штокообразных тела. Северная часть интрузии сложена нефелиновыми сиенитами. В центральной части наблюдается кольцевая зона ксенолитов пластинчатой формы, представленных фенитами, нефелиновыми фенитами и мраморами. Фениты обладают немагнотранобластовой структурой и на 60—75% сложены калиевым полевым шпатом; количество альбита не превышает 5%; темноцветные минералы представлены арфедсонитом (10—30%) и эгирином (3—10%), акцессорные — сфеном (до 5%).

К югу от интрузии известна изолированная дайка малиньит-мельтейгитового состава мощностью 250 м. Она имеет северо-запад-западное простирание, параллельное южному контакту интрузии, и вертикальное падение. Вокруг нее также наблюдается зона мраморизации доломитов шириной около 300 м.

Участие в строении массивов Томтор и Богдо различных комплексов пород, концентрически-зональное расположение их в пределах массива Томтор и разобщенность выходов пород различных типов в массиве Богдо свидетельствуют о том, что оба массива представляют собой сложные, вероятно, многофазные интрузии. Выделяются комплексы нефелинсодержащих щелочных сиенитов, трахитоидных нефелиновых базальтов и мельтейгитов. Возрастные и генетические взаимоотношения между этими комплексами изучены недостаточно. Установлено, что внутри полей развития трахитоидных нефелиновых сиенитов встречаются участки пегматоидного строения, имеющие структуру и состав, характерные для пойкилитовых нефелиновых сиенитов и ювитов. Наблюдаются постепенные переходы от участков пегматоидного строения к трахитоидным нефелиновым сиенитам нормального типа, в которых на контактах с пегматоидными телами наблюдается интенсивная перекристаллизация. С другой стороны, в поле развития нефелинсодержащих щелочных сиенитов наблюдаются незначительные развалы трахитоидных нефелиновых сиенитов, отличающихся от нормальных пород одноименного комплекса только мелкозернистой структурой и связанных, вероятнее всего, с его жильной фацией. Наконец, дайки нефелиновых базальтов прорывают южную часть массива Томтор.

Учитывая эти данные, можно наметить следующую последовательность в образовании различных типов пород: 1) нефелинсодержащие щелочные сиениты, 2) трахитоидные нефелиновые сиениты, 3) пойкилитовые нефелиновые сиениты и ювиты, 4) нефелиновые базальты и мельтейгиты.

Помимо отмеченных даек в районе также присутствуют пластовые тела, сложенные нефелиновыми базальтами.

Следует отметить, что в пределах массивов Томтор и Богдо в делювии были найдены обломки фонолитов и ортофиروف. Форма залегания слагаемых ими тел и возрастное положение их в интрузиях остаются неясными. Фонолиты — массивные, сильно измененные породы

порфировой структуры и трахитоидной текстуры. Количество порфировых выделений нефелина, нацело замещенного канкринитом, и фенокристаллов калиевого полевого шпата, по которому развиваются серицит и гидроокислы железа, составляет до 10% общего объема породы. Основная масса фonoлитов целиком замещена гидроокислами железа и представляет собой массу неразличимого строения. Можно лишь отметить значительное содержание в ней серицита.

Остановившись на химических особенностях пород, слагающих массивы Томтор и Богдо, следует отметить, что для щелочных нефелин-содержащих сиенитов характерно максимальное содержание  $\text{SiO}_2$  (49—55%), пересыщенность щелочами ( $\text{K}_2\text{O}$  — 6,45—7,04%;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 4,7—8—15%) и недосыщенность  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14,29—19,14%). Для трахитоидных нефелиновых сиенитов также характерно высокое содержание  $\text{SiO}_2$  (52,46—53,57%) и пересыщенность щелочами ( $\text{K}_2\text{O}$  — 8,74—9,06%,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 6,24—7,18%).  $\text{Al}_2\text{O}_3$  наиболее обогащены ювиты и уртиты, они также содержат избыток щелочей, но в отличие от сиенитов количество Na в них преобладает над K. Для твейтозитов характерно низкое содержание  $\text{SiO}_2$  (40,2—47,14%), минимальная пересыщенность щелочами ( $\text{K}_2\text{O}$  — 2,1—2,94%;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 6,3—8,3%) при резком преобладании Na над K и резкое преобладание Ca, составляющего до 54,2% общего количества мафических компонентов.

В отношении возраста описанных выше интрузий можно сказать следующее: 1) они прорывают отложения улаханкурунградской и томторской свит верхнего протерозоя; 2) алевролиты, в которых залегают линзы гравелитов, содержащих обломки щелочных пород, имеют раннепермский возраст; 3) определение абсолютного возраста, произведенное Ю. Н. Шуколюком в Лаборатории геологии докембрия АН СССР по калий-аргоновому методу для образца слюды из жилы, секущей интрузию Томтор, дало значение 465 млн. лет, что соответствует ордовику. Учитывая все эти факты, возраст интрузий можно принять как раннепалеозойский.

### Оленекское поднятие

На территории Оленекского поднятия проявления раннекембрийского траппового магматизма были установлены в 1943—1944 гг. К. К. Демочкиным и В. А. Первунинским в бассейне р. Хорбу-суонка. Здесь в кровле кессюсинской свиты нижнего кембрия ими были встречены силлы мощностью не более 15 м, сложенные нормальными и вариолитовыми диабазами. Диабазы сложены основными плагиоклазами, авгитом и ильменитом и характеризуются диабазовой структурой. Акцессорные минералы представлены апатитом, вторичные — биотитом, хлоритом и серицитом. Вариолитовые диабазы имеют витрофировую структуру, а по составу идентичны нормальным диабазам. Вариолиты образуют небольшие шпоровидные скопления. Они сложены полевыми шпатами, хлоритом и кальцитом с примесью серицита. Раннекембрийский возраст диабазов определяется по составу перекрывающих их отложений еркекетской свиты нижнего кембрия. В основании ее залегает диабазовая брекчия, в строении которой принимают участие обломки вариолитовых диабазов, скрепленные раскристаллизованной массой хлоритов и гидроокислов железа с редкими микролитами плагиоклаза. Выше по разрезу диабазовая брекчия сменяется кремнисто-карбонатной брекчией, сложенной обломками опало-халцедоновых агрегатов, заключенных в массу кальцита с примесью глауконита, лимонита и сферолитов халцедона. Общая мощность брекчий 15—20 м. К западу по мере удаления от силлов отмечено замещение верхней

части кремнисто-карбонатной брекчии песчанистыми известняками и песчаниками.

В 1954 г. В. Я. Кабаньков описал на р. Юесе-Юетях в нижней части кессюсинской свиты обломки эффузивов основного состава и в цементе конгломератов этой части свиты — обломки сильно разложившего вулканического стекла. Здесь же он наблюдал в кровле кессюсинской свиты 20-метровую толщу переслаивающихся базальтовых лав и алевролитов, перекрытую известняками еркекетской свиты.

### **ПРИБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ И УРИНСКИЙ АНТИКЛИНОРИИ**

Пластовые интрузии траппов приурочены преимущественно к толбачанской и чарской свитам ленского яруса нижнего кембрия.

В толбачанской свите отмечается до трех силлов траппов, прослеживаемых в бассейне среднего течения р. Лена от района устья р. Витим до дер. Нохтуйск и далее к югу на приплатформенном крыле Березовской впадины до пересечения с р. Чара. Обычно силлы разделены маломощными пачками измененных осадочных пород. Их мощность колеблется в пределах 20—40 м, иногда достигая 70 м.

В чарской свите силлы залегают в нижней и верхней частях. Они распространены на значительной площади. Особенно четко выделяется нижнее пластовое тело, которое отмечается на большей части рассматриваемой территории Прибайкальского краевого прогиба, за исключением приплатформенного крыла Нюйской и отдельных участков на крыльях Березовской впадин. Мощность силлов колеблется от 0,5 до 100 м, чаще она 10—20 м. Согласное залегание изверженных тел с вмещающими породами обуславливает разнообразие формы их выходов на поверхность. На участках, где вмещающие породы сильно дислоцированы, силлы прослеживаются по бортам структур в виде относительно узких гряд. В местах проявления слабой складчатости они имеют площадное распространение, нередко слагая водораздельные участки.

Интрузии образованы диабазами, оливиновыми диабазами, долеритовыми и диабазовыми порфиритами. Породы от серых до черных часто с зеленоватым оттенком, плотные, крепкие. При выветривании они изменяют окраску и становятся буровато-серыми за счет гидроокислов железа. В них наблюдается столбчатая и шаровая отдельность.

Долериты обычно имеют офитовую, значительно реже пойкилоофитовую и микродолеритовую структуры. Породы состоят из плагиоклаза (лабрадор № 50—60; 50—65%), моноклинного пироксена (20—45%) и магнетита. Содержание оливина в оливиновых разностях составляет от 5 до 8%. Диабазы характеризуются диабазовой и пойкилоофитовой структурами, часто сильной раздробленностью и широким развитием вторичных минералов: актинолита, биотита, палагонита, серпентина, тремолита, хлорита и цеолитов. Приконтактные части пластовых тел, как правило, сложены долеритовыми и диабазовыми порфиритами.

Основная масса порфиритов имеет микродолеритовую, реже гиалопелитовую структуры. Стекло основной массы бурое, с рассеянными микролитами плагиоклаза, пироксена и магнетита. Исследованиями В. И. Войвиченко и С. А. Тимофеева в 1961 г. установлено, что в отдельных случаях количество стекла в кровле тел достигает 90% и порода приобретает облик базальта. На р. Чара близ устья р. Токко в пластовой залежи диабазовых порфиритов отмечена флюидалность основной массы.

Вмещающие породы на контакте с траппами в той или иной степени изменены, нередко контактовые изменения проявляются очень слабо. Мощность экзоконтактной зоны колеблется от 2 до 20 м. Кон-

тактовый метаморфизм в осадочных породах обуславливает осветление известняков и доломитов, реже их мраморизацию и окремнение. Так, в бассейне р. Токко известняки чарской свиты на контакте с пластовой залежью долеритов в зоне шириной 3 м в большей части сложены кремнистым материалом, а затем в зоне шириной 8 м интенсивно мраморизованы. Иногда отмечаются иные приконтактовые изменения, в частности появление тремолит-пироксен-кальцитовых пород с магнетитовым оруденением (среднее течение р. Молбо), а также зон серпентинизации.

По химическому составу диабазы вышеописанных силлов отличаются от траппов Тунгусской синеклизы повышенным содержанием щелочей, титана, железа и пятиоксида фосфора. Л. И. Салоп (1967) рассматривает их как продукты глубинной дифференциации толеитовой магмы.

Современная степень изученности охарактеризованных изверженных пород позволяет наметить две фазы магматической деятельности. Первая фаза выделяется по наличию дресвы диабазов в отложениях толбачанской свиты ленского яруса нижнего кембрия, установленному в 1958 г. Г. С. Борушко. Источником ее не могли быть интрузии патомского комплекса, залегающие стратиграфически ниже более чем на 3000 м, так как на всей территории, где найдена дресва, и прилегающей части Патомской складчатой зоны отложения нижнего кембрия залегают на ченченской свите — верхней свите патомского комплекса. Туфы основного состава были обнаружены Ф. Г. Гурари в олекминской свите в разрезе скважины на р. Намана. Вторая фаза выявляется по наличию в отложениях верхоленской свиты верхнего кембрия мелких прослоек песчаников, сложенных дресвой диабазов, установленных И. А. Воздвиженским в 1955 г. при проведении структурно-картировочного бурения в устье р. Молбо. В пользу ранне-среднекембрийского возраста траппов, залегающих в отложениях нижнего кембрия, свидетельствует также их согласная дислоцированность с вмещающими породами, поскольку на территории Прибайкальского краевого прогиба зафиксировано проявление салаирской складчатости (Чумаков, 1959; Салоп, 1964, 1967).

В 1965 г. Ю. А. Дукардтом в бассейне р. Пеледуй на контакте толбачанской и олекминской свит ленского яруса найдено пластовое тело, сложенное порфиритами дацит-липаритов, липаритов, трахитов и туфоловами липаритового состава. По-видимому, с подобными проявлениями магматизма следует связывать появление в составе песчаников верхоленской свиты верхнего кембрия обломков пород риолитового ряда (до 10% объема породы), установленное при проведении бурения в зоне Мурбайских складок на левобережье р. Нюя.

На севере Березовской впадины, в бассейнах рек Бол. Черепаниха и Намана (Гоньшакова, 1961; Лифиц, Нахабцев, 1961; Масайтис, 1965), и в наиболее прогнутой части Нюйской впадины, в бассейне р. Кантайка, установлены среднепалеозойские магматические образования основного состава. Вероятно, и в других районах Березовской и Нюйской впадин и Уринского антиклинория встречаются силлы и дайки траппов такого же возраста, но данных для отличия их от ранне-среднекембрийских пока недостаточно.

#### ХАРАУЛАХСКОЕ ПОДНЯТИЕ

В 1961 г. А. В. Мельниковым было установлено наличие двух покровов основного состава, приуроченных к нижней части тюсэрской свиты нижнего кембрия. На кровлях этих покровов отмечались следы древних кор выветривания (рис. 1).

Мощность покровов колеблется от 2,5 до 48 м. Для них характерно развитие шаровой и столбчатой отдельности. Зона обжига подстилающих пород обычно не превышает 30 см. Покровы сложены диабазами и диабазовыми порфиритами с диабазовой и порфиритовой структурами. Широко развиты вторичные кальцит и хлорит. Хлорит часто образует сферокристаллы и выполняет миндалины.

В кровле нижнекембрийских песчаников на отдельных участках наблюдается залежь диабазов аналогичного строения, перекрываемая пестроцветными известняками и мергелями с фауной среднего кембрия.

В верхней части второго покрова наблюдаются прослой доломитовых и доломитистых глинистых известняков и линзы разнообразных карбонатно-терригенных, песчаных, гравелистых, галечных и брекчиевидных образований. Зона от кровли покрова до перекрывающих отложений выглядит следующим образом (снизу вверх):

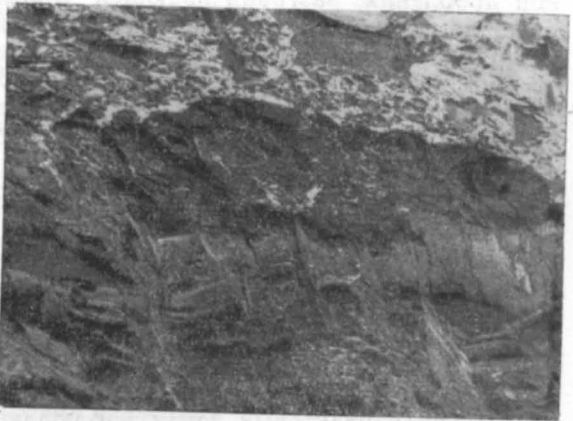


Рис. 1. Размытая поверхность верхнего покрова диабаз-порфиритов с обломками, гальками и валунами диабазов. Правый берег р. Лена, в 1,3 км выше устья р. Улахан-Альдьярхай (Булкурская антиклиналь). Фото А. В. Мельникова

- |   |             |
|---|-------------|
| 1. Диабазовые порфириты, измененные, но относительно хорошо сохранившие свою структуру, сильно хлоритизированные, кальцитизированные и ожелезненные . . . . .   | 0,5 м       |
| 2. Зеленовато-вишневые рыхлые суглинки. В виде щебня и дресвы сохранились участки сильно выветрелых диабазовых порфиритов, почти утративших свои структурные особенности . . . . .  | 0,3 „       |
| 3. Зеленовато-вишневые суглинки с линзовидными скоплениями дресвы в нижней части слоя . . . . .   | 0,3 „       |
| 4. Вишнево-бурые суглинки. На свежем срезе наблюдаются зеленые хлоритовые выделения, количество которых возрастает вниз по разрезу . . . . .  | 0,4—0,7 „   |
| 5. Буровато-зеленые суглинки с линзами рыхлой дресвы диабазовых порфиритов. Границы линз расплывчатые . . . . .   | 0,15—0,25 „ |
| 6. Суглинки салатного цвета с мелкой рыхлой дресвой выветрелых диабазовых порфиритов . . . . .  | 0,3 „       |
| 7. Песчанистые буровато- и коричневатые-серые суглинки . . . . .  | 0,03—0,05 „ |
| 8. Известняки, серые до черных, обычно косослоистые, в основании с линзами песчанистых известняков, содержащих хорошо окатанную гальку диабазовых пород. В известняках найдена многочисленная фауна археоциат, хилитов и брахиопод, позволяющая относить их к суннаганскому горизонту алданского яруса нижнего кембрия. |             |

Наличие коры выветривания позволяет уверенно датировать покровы ранним кембрием.

## СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

### ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН АНАБАРСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Изверженные породы предположительно среднепалеозойского магматического цикла установлены на юго-восточном склоне Анабарской

антеклизы. Секущие интрузии и дайки долеритов и габбро-долеритов находятся в бассейнах рек Марха и Тюнг, нижнего течения рек Муна, Северная, Мунакан и Сюнгюде. Их большая часть контролируется зоной дробления, разграничивающей Вилюйскую синеклизу и Анабарскую антеклизу, которая протягивается из бассейна среднего течения р. Марха через участок нижнего течения р. Чимидикян в бассейне р. Линде. Здесь имеется много даек протяженностью от 10—20 м до нескольких километров. Мощность их колеблется от 0,5 до 500—800 м. Дайки в основном вертикальные или крутонаклонные с четко выраженным северо-восточным простиранием, параллельным борту синеклизы. Встречаются также секущие интрузии неправильной формы и небольшие пластовые интрузии.

Подавляющая часть даек сложена нормальными долеритами и габбро-долеритами, иногда обнаруживающими слабую дифференциацию. Это полнокристаллические темные и зеленовато-серые породы, состоящие из основного плагиоклаза (50—60%), моноклинного пироксена (18—33%), оливина (до 10%), рудных минералов (ильменит, магнетит; 1—3%). Структура их офитовая, пойкилоофитовая.

В эндоконтактных зонах наблюдаются мелкозернистые порфировидные долериты и долеритовые порфириты, образованные бурым хлоритизированным стеклом с микролитами плагиоклаза и выделениями пироксена и рудного минерала. Для долеритов характерны существенные вторичные изменения: пироксен подвергается амфиболизации, по плагиоклазу развиваются альбит и серицит, оливин обычно полностью замещается иддингситом. Химический состав долеритов выдержан и сходен со средним для сибирских траппов.

В дайках долеритов иногда отмечаются широкообразные обособления лейкократового и пегматоидного облика, отдельные дайки полностью сложены подобными дифференциатами траппов нормального ряда. В наибольшей степени это свойственно дайкам, тяготеющим к борту Вилюйской синеклизы.

Лейкократовые и пегматоидные траппы отличаются лучшей раскристаллизованностью и следами позднемагматической и гидротермальной переработки. Внешне породы характеризуются по сравнению с долеритами более светлой окраской. Микроскопическое изучение позволяет выделить габбро-долериты лейкократового и пегматоидного типов, крупнозернистые миндалекаменные долериты пегматоидного облика, долерит-пегматиты, такситоофитовые долериты и долеритовые порфириты. Выделяются также дайки, сложенные порфировидными толеитовыми долеритами, для которых характерно присутствие в породах звездчатых сростков крупных (до 4 см) кристаллов плагиоклаза. Обычно повышено количество рудного минерала. Мезостазис сложен микропегматитом, измененным стеклом, хлоритом, роговой обманкой, биотитом. По химическому составу толеитовые долериты отличаются повышенным количеством калия и натрия за счет уменьшения количества кальция и магния.

Контактные изменения, связанные с дайками, незначительны. Эндоконтактный метаморфизм проявляется в образовании узкой зоны закали, состоящей из плотной афанитовой породы. Вмещающие породы изменены слабо. Известняки на контактах перекристаллизованы, иногда окремнены и превращены в яшмовидные породы, а песчаники ороговикованы. Характерна карбонатизация и хлоритизация. Зона изменения имеет мощность от 1 до 3 м.

Дайки пронизывают известняки нижнего палеозоя и перекрыты юрскими терригенными отложениями. Контакты даек с пермскими породами неизвестны. Судя по тому, что описанные дайки входят в состав

громадной дайковой дуги, окаймляющей Вилюйскую синеклизу с северо-запада и приуроченной к Вилюйско-Жиганской зоне разломов, для значительной части их весьма вероятен среднепалеозойский, точнее среднедевонский — нижнекаменноугольный возраст, установленный для даек в более южной части этой зоны.

### ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ, АНГАРО-ВИЛЮЙСКИЙ ПРОГИБ И ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В пределах рассматриваемой территории в среднем палеозое формировались породы трапповой и кимберлитовой формаций.

Характеристика среднепалеозойского магматизма восточной части Тунгуской синеклизы Ангаро-Вилюйского прогиба и прилегающего обрамления Вилюйской синеклизы приводится по материалам В. Л. Мясайтиса (траппы и кимберлиты), а также А. А. Панкратова и Г. И. Смирнова (кимберлиты), дополненным В. А. Милашевым.

#### *Трапповая формация*

Трапповая формация представлена как эффузивными, так и интрузивными образованиями, реже туфами.

Покровы палагонитовых базальтов вскрываются на дневной поверхности по бортам Мархинской и на севере Березовской впадин.

Базальты, развитые по бортам Мархинской впадины, вскрываются в долине р. Вилюй от района устья р. Укугут до Крестяха, а также по р. Вилюйчан и на участке средних течений рек Ыгыатта и Марха. Они приурочены к нижней части разреза серии — к аппаинской свите среднего девона и кучугунурской свите нижнего карбона.

Аппаинская свита сложена оливинифирированными палагонитовыми базальтами, а также лавобрекчиями, агломератовыми туффитами и в меньшей степени пестроцветными алевролитами, песчаниками, туфоалевролитами. Вулканомиктовый материал встречается в песчаниках нижней части свиты ниже подошвы первого покрова базальтов.

Покровы базальтов имеют мощность до 25—40 м. Их нижние и центральные зоны представлены массивными мелкозернистыми базальтами, а верхние зоны — миндалекаменными брекчиевыми лавами. На поверхностях обломков последних хорошо видны текстуры течения типа канатных лав. Покровы разделяются прослоями агломератовых туффигов и туфоалевролитов, корами выветривания. Мощность свиты колеблется от 40 до 140 м на р. Вилюй и достигает 600 м на р. Марха, причем базальты составляют свыше 2/3 ее объема.

Кучугунурская свита состоит из чередующихся покровов плагиофировых палагонитовых базальтов мощностью от 3—8 до 20 м и прослоев песчаников, алевролитов, аргиллитов, песков, реже агломератовых туффигов и туфопесчаников.

В составе покровов присутствуют шаровые лавы, образовавшиеся при излияниях в мелководье. Общая мощность свиты свыше 400 м, базальты составляют около 1/3 ее мощности. Для базальтов кучугунурской свиты характерно обилие газовых пустот, выполненных палагонитом, халцедоном, цеолитами, кальцитом, а также жилок, сложенных этими же минералами. Вкрапленники плагиоклаза в базальтах иногда достигают размеров до 1—1,5 см.

Базальты, трахибазальты и некоторые другие породы, входящие в состав вулканогенно-осадочной толщи Березовской впадины, развиты в пределах полосы субширотного простиранья, протягивающейся с за-

пада на восток от бассейна р. Бирюк (р. Хайалах) до верховьев р. Намылдбалах (бассейн р. Марха Ленская). Здесь выделяются андылахская, наманинская и хайалахская свиты (Масайтис и др., 1966).

Андылахская свита, имеющая предположительно среднедевонский возраст, состоит из пестроцветных алевролитов, глин, известняков общей мощностью около 120 м и содержит 2—3 покрова мелкозернистых базальтов. Эти покровы, развитые по р. Буор-Сала, имеют суммарную мощность 15—20 м. Вышележащая наманинская свита (средний—верхний девон) включает покровы трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов, щелочных трахитов, трахилипаритов мощностью 3—15 м и переслаивающиеся с ними песчаники, алевролиты, аргиллиты. В основании свиты наблюдались вулканомиктовые конгломераты и брекчии; мощность свиты 250—750 м. В составе покровов встречаются шаровые лавы. Хайалахская свита, относимая к верхнему девону, образована переслаивающимися с песчаниками покровами плагиопроксенофировых базальтов общей мощностью до 280 м. Покровы имеют мощность до 10—20 м, суммарная их мощность составляет до 140 м.

Абсолютный возраст базальтов и трахибазальтов Мархинской и Березовской впадин составляет 350—380 млн. лет (аргоновый метод).

Общей особенностью состава базальтов является их относительное богатство щелочами (особенно калием), титаном и фосфором. Они относятся к насыщенным толеитовым базальтам несколько повышенной щелочности, характерным для трапповых формаций платформ. Отдельные петрографические типы базальтов тех или иных свит отличаются более основным составом (оливинофировые базальты) или же являются высокоглиноземистыми (мегаплагиофировые базальты) по сравнению с подавляющей массой базальтовых пород.

Химический состав трахибазальтов наманинской свиты, а также ассоциирующихся с ними других пород отличается от базальтов рядом существенных особенностей. Хотя трахибазальты и являются насыщенными породами, однако это связано с высокой степенью окисления железа в породах, содержание которого в них также повышено. Это позволяет относить рассматриваемую ассоциацию к серии щелочных базальтов. Для трахибазальтов и трахидолеритов характерно высокое содержание щелочей, фосфора и титана. Щелочные и кислые члены ассоциации (трахиандезиты, трахиты) отличаются резко калиевым характером, отмечается пантеллеритовая тенденция изменения состава кислых конечных членов ряда (трахилипариты). В составе вулканогенно-осадочной толщи Мархинской впадины и в хайалахской свите Березовской впадины встречаются маломощные (до 5—10 см) прослойки витрокластических туфов трахитов и щелочных трахитов, которые, судя по резкому обогащению калием, отвечают по составу некоторым типам лав наманинской свиты.

Интрузии среднего палеозоя представлены роями даек длиной до 800 км, в меньшей степени силлами и телами типа хонолитов и штоков. Дайки имеют мощность от единиц до 250 м, протяженность их от сотен метров до 165 км. Часть этих даек представляла, по-видимому, подводные каналы к трещинным излияниям базальтов. Известные в Мало-Ботубинском районе базальтовые вулканические трубки часто как бы насажены на эти дайки, не выходящие на поверхность и выявленные аэромагнитной съемкой.

Вилуйская синеклиза с северо-запада, запада, юго-запада и юга окаймлена интрузиями среднепалеозойских траппов, среди которых преобладают дайки.

Дайки, окаймляющие Мархинскую впадину, с северо-запада прослеживаются в виде огромной дуги от междуречья Пеледуй — Нюя до



верховьев р. Тюнг и приурочены к Вилуйско-Мархинской зоне разломов. Здесь встречаются небольшой мощности силлы, хонолиты, штоки. Дайки, как и другие тела, сложены долеритами, габбро-долеритами, кварцевыми габбро-долеритами.

Дайки развиты также в пределах полосы северо-восточного простирания вдоль южной окраины Вилуйской синеклизы, они приурочены к Хоринской зоне разломов, прослеживающейся от низовьев р. Чара до левобережья р. Лена в районе дер. Хоринцы. Дайки сложены долеритами, кварцевыми габбро-долеритами, конгагаббро-долеритами, реже встречаются монцонит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, трахидолериты. Отмечаются сложные дайки, образовавшиеся в течение нескольких фаз внедрения (например, серия долериты — сиенит-порфиры).

Средний химический состав долеритов даек свидетельствует о принадлежности их к насыщенным толеитам, несколько обогащенным щелочами. В сумме щелочей калий составляет около половины, породы обогащены титаном и фосфором, содержание кальция и магния понижено. Несколько более щелочными и железистыми являются дайки, развитые в Хоринской зоне. Дифференциация на месте застывания в камерах интрузий, а также на глубине приводит к возникновению в составе даек пород, обогащенных щелочами (сиеногаббро, гранофиры, сиенит-порфиры). Результаты определений абсолютного возраста пород даек аргоновым методом подчеркивают принадлежность их к среднему палеозою (285—420 млн. лет).

В контактовых зонах даек иногда возникают метаморфизованные и метасоматически измененные породы — мраморизованные известняки, ороговикованные сланцы и песчаники, породы с гранатом, волластонитом, амфиболом, плагиоклазами, магнетитом, хлоритом, серпентином, тальком и рядом других минералов, относящихся к различным стадиям постмагматического гидротермального метасоматоза. Гидротермально преобразованные породы встречаются и в вулканических трубках.

С серией пород долериты — сиенит-порфиры связан ряд небольших рудопроявлений и месторождений магнетита в среднем течении р. Лена. Возможно, что небольшие известные в настоящее время рудопроявления галенита в зонах дробления также связаны со среднепалеозойскими траппами.

Образование прослоев витрокластических туфов липарит-дацитов мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров, встречающихся в среднепалеозойских отложениях Кемпендяйской впадины (район Кемпендяйских дислокаций), по мнению В. Л. Масайтиса, связано не с вулканическими процессами на платформе, где изливались лавы основного и реже основного щелочного состава, а с наземной вулканической деятельностью в среднем палеозое в пределах северной части современной Байкальской горной области, откуда пепловый материал приносился воздушными течениями (Масайтис, 1965). Другие же исследователи (Чумаков, 1959) считают, что источники и кислых туфов располагались на платформе.

### *Кимберлитовая формация*

Среднепалеозойские кимберлиты известны в Мало-Ботуобинском, Далдыно-Алакитском и Верхне-Мунском районах. Количество открытых кимберлитовых трубок (диатрем) в первом районе составляет 5, во втором — 49, в третьем — 9 (Бобриевич и др., 1959). Размеры трубок на уровне современного эрозионного среза колеблются от 15×30 до 360×980 м. Средняя площадь трубок Мало-Ботуобинского района наи-

большая в кимберлитовой провинции Сибири; в Далдыно-Алакитском и Верхне-Мунском районах средняя площадь кимберлитовых трубок меньше.

С глубиной площадь сечения диатрем уменьшается. В качестве примера можно указать трубку Мир, прослеженную горными выработками до глубины 1200 м. Она представляет воронкообразное тело, стенки которого в приповерхностной части (до 150—200 м) наклонены под углом 60—75°, а на более глубоких горизонтах — под углом около 85°. Вмещающие карбонатные породы нижнего ордовика раздроблены и пронизаны апофизами сильно карбонатизированного кимберлита. Пласты их на эндоконтакте часто приподняты, а местами наклонены в сторону трубки.

Выполняющая трубку эруптивная кимберлитовая брекчия содержит родственные ультраосновные включения, а также ксенолиты осадочных и изверженных пород. Родственные включения представлены кимберлитами ранней генерации, порфиrowыми гранатовыми перидотитами и эклогитами, а ксенолиты — известняками, доломитами, мергелями, песчаниками, глинистыми сланцами, долеритами и габбро-долеритами. Изредка встречаются обломки амфибол-биотитовых кристаллических сланцев. Содержание ксенолитов убывает от эндоконтактовых к центральному частям трубки. Величина их, как правило, не превышает 5 см, но иногда встречаются единичные весьма крупные обломки — «плавающие рифы», достигающие 10—12 м в поперечнике.

По текстурным и генетическим признакам среди кимберлитовых пород выделяются три группы: кимберлиты, эруптивные брекчии кимберлитов и кимберлитовые туфобрекчии. По минеральному составу каждая группа пород распадается на два типа: базальтоидные кимберлитовые породы, в которых главную роль играют вкрапленники оливина, и лампрофировые (слюдяные), содержащие кроме оливина значительное количество (5—10%) вкрапленников флогопита. В основной массе кимберлитов слюдяного типа, как правило, присутствует также большое количество мелких чешуек флогопита второй генерации.

Среди кимберлитов обоих типов по первичному составу основной массы выделяются пироксеновые, мелилитовые (?), монтичеллитовые и витропорфировые разновидности. Основная масса кимберлитов почти всегда полностью замещена вторичными минералами, наблюдаются лишь реликты ее первичной структуры, по характеру которой породы можно разделить на микролитовые и безмикролитовые разновидности. Микролиты в них обычно замещены серпентином и карбонатом.

Кимберлиты представляют собой типичные магматические породы порфиrowого облика. Порфиrowая структура пород обусловлена наличием вкрапленников оливина, а в лампрофировых разновидностях также и флогопита. Постоянно присутствуют пироп и пикроильменит. Несколько реже отмечаются единичные зерна хромдиоксида, энстатита, хромшпинелидов. Основная масса сложена серпентином и карбонатами с примесью пылевидного магнетита и часто перовскита. В породах лампрофирового типа основная масса нередко содержит значительное количество (до 15%) слюды. Иногда встречаются ксенолиты вмещающих пород, количество которых не превышает 5—10%.

Эруптивные брекчии состоят из разнообразных по составу и размерам обломков пород, сцементированных собственно кимберлитом. Содержание обломочного материала составляет обычно 15—25%, изредка до 50%. По составу кимберлитового цемента брекчии делятся на те же типы и разновидности, что и кимберлиты. Наиболее многочисленны обломки вмещающих карбонатных пород, содержание которых в десятки и сотни раз выше содержания остальных ксенолитов.

Кимберлитовые туфобрекчии по внешнему облику близки к эруптивным брекчиям. Однако в отличие от последних цементирующая масса у них имеет не магматическое, а гидротермальное происхождение. Гидротермальный генезис цемента устанавливается по отсутствию в нем перовскита, монтичеллита, микролитов пироксена и мелиллита. Обломки составляют 60—90% объема породы. Большая часть их обычно представлена обломками кимберлитовых пород и минералов. Лишь иногда в эндоконтактных зонах трубок среди кластического материала преобладают обломки вмещающих карбонатных и других чуждых кимберлитам пород. Размеры обломков изменяются от долей миллиметра до 20 см, реже больше.

Среди кимберлитовых пород Мало-Ботубинского и Далдыно-Алакитского районов преобладают кимберлитовые брекчии, являющиеся типичными породами трубок взрыва. В Верхне-Мунском районе, по имеющимся материалам, наблюдается обратное соотношение между кимберлитами и их эруптивными брекчиями. Обычно кимберлиты слагают немногочисленные дайки, некоторые мелкие трубки, а также отдельные блоки в трубчатых телах сложного строения. Среднепалеозойские кимберлиты представлены в основном безмикролитовыми разновидностями базальтоидного типа.

Минеральный состав кимберлитов, независимо от выделяемых разновидностей текстурно-генетических групп, в качественном отношении более или менее постоянен. Количественные же соотношения минералов в разных группах и разновидностях кимберлитовых пород как отдельных тел, так и различных алмазоносных районов варьируют в широких пределах. Резкие колебания в содержании отдельных минералов обусловлены возможным различием в химизме локальных магматических очагов, степенью проявления отдельных этапов минералообразования, составом прорываемых магмой пород и интенсивностью вторичных изменений.

Главными породообразующими минералами кимберлитов являются оливин и флогопит (последний лишь для лампрофирового типа), а характерными аксессуориями — пикроильменит и пироп. Такие минералы, как хромдиопсид, энстатит, апатит, циркон, перовскит и др., встречаются в виде единичных рассеянных в породе зерен, весовое содержание которых, по данным И. П. Илупина, составляет тысячные доли процента.

Оливин в кимберлитах представлен двумя генерациями. К наиболее ранней относятся крупные округло-овальные с резорбированной поверхностью зерна размерами от 2,5 мм до 1,5—2 см и более. Оливин второй генерации характеризуется идиоморфными очертаниями и небольшими размерами — от 0,05 до 2,5 мм. В большинстве кимберлитовых тел оливин почти полностью серпентинизирован. Содержание форстеритового компонента в оливине колеблется от 94,5 до 86%.

В лампрофировых разновидностях кимберлитов также отчетливо наблюдаются две генерации флогопита как в виде крупных порфировых выделений, так и в виде мелких чешуек в основной массе породы.

Содержание пикроильменита в кимберлитовых телах различных районов колеблется от единичных знаков до 4%. Форма зерен обычно округло-овальная или уплощенно-вытянутая со сглаженными очертаниями, но нередко встречаются и угловатые обломки. В большинстве случаев их размеры ограничиваются миллиметрами, реже достигают 5—10 см. На поверхности зерен часто наблюдается кайма из мелкозернистого перовскита.

Гранат пироп-альмандинового ряда, хотя и находится в большинстве кимберлитовых тел в подчиненном количестве по сравнению с пикроильменитом, тем не менее является характерным аксессуаром. В по-

роде он наблюдается в виде одиночных округло-овальных, иногда угловатых зерен, размеры которых колеблются от долей миллиметра до 2—3 см, а изредка до 5—8 см. Некоторые округлые зерна граната частично или полностью окружены келифитовой реакционной каймой. По окраске выделяются две основные разновидности граната — красный с фиолетовым оттенком различной интенсивности (лиловый, розовый, малиновый) и красный с оранжевым оттенком, также различной интенсивности. В составе этих гранатов преобладает пироповый компонент, количество которого в среднем соответственно равно 70,8 и 68,7%. Фиолетово-красный пироп характеризуется повышенным содержанием хрома и пониженным — титана и железа.

Таким образом, особенности вещественного состава кимберлитов позволяют отнести их к производным породам глубинной ультраосновной магмы, несколько обогащенной щелочами и титаном в процессе эволюции расплава. Зарождение магмы происходило в особых термодинамических условиях, способствующих образованию пироба и алмаза.

В процессе формирования кимберлитовых пород намечается три этапа минералообразования. Первый этап характеризуется образованием в глубинном магматическом очаге определенного, сравнительно небольшого комплекса минералов: алмаза, хромшпинелидов, оливина, пироба (преимущественно фиолетово-красного цвета), а также моноклиновых и ромбических пироксенов. В конце первого этапа (после выделения указанных минералов) кристаллизуются оранжево-красный пироп и пикроильменит.

Внедрение кимберлитовой магмы по ослабленным зонам в верхние горизонты земной коры привело к резкому изменению термодинамических условий, существовавших в глубинном магматическом очаге. Ранее выкристаллизовавшиеся протоминералы оказались в неравновесном состоянии с расплавом. Это обусловило, с одной стороны, частичное их растворение и коррозию, а с другой, появление реакционных келифитовых кайм вокруг зерен пироба и перовскитовых оторочек на зернах и желваках пикроильменита. Второй этап минералообразования характеризуется выделением большей части оливина, а в лампрофировых разностях, кроме того, флогопита. В некоторых кимберлитовых телах вслед за оливином происходит кристаллизация микролитов пироксена (диопсид-авгита), монтичеллита и апатита. Для минералов второго этапа характерны мелкие размеры (от микроскопических до 1,5—2,5 мм) и хорошо выраженный идиоморфизм кристаллов.

Третий этап минералообразования связан с интенсивным изменением кимберлитов вторичными процессами. Главным вторичным минералом является серпентин, что обусловлено первоначальным составом породы. Процесс серпентинизации в ряде случаев начинается до появления диатрем\*, но в основном вторичные процессы протекают в уже консолидированных или почти консолидированных породах, занявших определенное геологическое положение (трубки, дайки).

Первые наиболее высокотемпературные постмагматические растворы, обогащенные газовым компонентом, пронизывают всю массу по-

\* Предположение Г. И. Смирнова о серпентинизации кимберлитов до их внедрения в диатремы находится в противоречии с результатами структурного анализа кимберлитовых тел, а также с данными по минералогии и петрографии кимберлитовых пород. Структурный анализ показал, что кимберлитовые брекчии в трубках обладают первичными текстурами течения и характерными для штоковидных и бисматитоподобных тел системами первичных трещин отдельности (Милашев, 1960), которые, очевидно, не могли возникнуть при выполнении диатрем консолидированной массой. Противоречие указанной гипотезы с петрографическими и минералогическими материалами подробно рассмотрено в работе В. А. Милашева и др. (1963а).— *Прим. ред.*

роды, серпентинизируя оливин и связующую массу и карбонатизируя пироксен и монтichelлит. Эти же растворы обусловили интенсивную инфильтрацию карбонатов из вмещающих пород нижнего палеозоя, в связи с чем кимберлиты обогатились карбонатным компонентом, особенно вблизи контактов. В процессе серпентинизации высвободившееся железо связывается в магнетит, обычно рассеянный в виде пылеватых частиц по всей массе породы. Флогопит почти повсеместно гидратизируется, превращаясь в вермикулит, реже замещается хлоритом.

Более поздние гидротермальные растворы производили лишь локальные изменения; по трещинам появлялся серпентин (преимущественно в виде серпофитовых желваков), в жилах и гнездах концентрировались магнетит и кальцит. С ними также связаны и проявления сульфидной минерализации. С низкотемпературными растворами обусловлен привнос из вмещающих пород барита, целестина, гипса и каменной соли.

Химическое выветривание кимберлитов в условиях гипергенеза в связи с особенностями северного климата проявляется весьма слабо. Наиболее распространенными гипергенными образованиями являются минералы группы гидроокислов железа, окрашивающие в желто-бурые цвета крупные блоки породы; в верхних горизонтах тел — это кальцит-доломитовые корковые агрегаты, обволакивающие отдельные обломки дезинтегрированного кимберлита.

Кимберлиты по сравнению с большинством остальных изверженных пород обладают специфическими особенностями, затрудняющими их изучение. Наибольшие затруднения при петрологических исследованиях кимберлитов обусловлены почти постоянным присутствием в них ксенолитов вмещающих пород и интенсивными постмагматическими изменениями, вследствие которых доступные изучению разновидности кимберлитов обычно нацело сложены вторичными минералами. Ошибка за счет примеси чужеродных включений можно избежать путем извлечения ксенолитов при подготовке проб на химические анализы, что делается, к сожалению, далеко не всеми исследователями.

На постмагматической стадии первичный состав кимберлитов наиболее сильно искажается в процессе серпентинизации и карбонатизации пород. Интенсивная гидротермальная переработка сопровождалась перераспределением и выносом ряда важнейших элементов (кремния, магния, кальция и др.), и поэтому результаты химических анализов не отражают первичного содержания многих компонентов этих пород. В связи с этим использование традиционных петрохимических методов, разработанных для собственно изверженных горных пород и основанных на учете количественных соотношений всех важнейших компонентов, при изучении кимберлитов, являющихся по сути дела метасоматитами, малоэффективно. При определении особенностей химизма столь сильно измененных пород, как кимберлиты, следует опираться лишь на те элементы, содержание которых существенно не менялось при постмагматических процессах. Вариации содержания таких элементов в породах различных тел, приуроченных к полям и районам, взаимно обусловлены, а поэтому могут служить показателями особенностей первичного состава и дифференциации магм. В этом смысле они являются показательными элементами, отражающими состав кимберлитовых расплавов, достигших верхних частей фундамента платформы и сформировавших трубки взрыва и дайки.

Важнейшими показательными элементами кимберлитов являются железо, титан, хром, алюминий, калий и натрий. Средневзвешенные содержания показательных элементов в кимберлитах некоторых районов и полей близки между собой, а в других обнаруживают существен-

ные расхождения. Петрохимические, петрографические и многие другие особенности кимберлитов связаны с термодинамическими (фациальными) условиями образования этих пород. Устанавливается четкая закономерность пространственного размещения и возраста кимберлитов, отличающихся по химическому составу и фациальным условиям формирования. Все среднепалеозойские кимберлиты сформировались в условиях алмазной субфации и характеризуются меньшим содержанием показательных элементов по сравнению с мезозойскими кимберлитами. Средневзвешенные (с учетом площадей в плане трубок взрыва и даек) содержания важнейших показательных элементов в среднепалеозойских кимберлитах различных полей и районов даны в табл. 2.

Таблица 2

**Средневзвешенное содержание важнейших показательных элементов в среднепалеозойских кимберлитах по В. А. Милашеву (в вес. %)**

Районы и поля	Fe	Ti	Cr	Al	K	Na
Мало-Ботуобинский . . .	5,55	0,69	0,091	2,04	0,53	0,12
Далдыно-Алакитский . . .	5,44	0,94	0,102	1,63	0,35	0,06
Далдынское . . . . .	5,47	0,97	0,092	1,69	0,35	0,04
Мархино-Алакитское	5,35	1,86	0,128	1,45	0,35	0,10
Верхне-Мунский . . . . .	6,24	0,87	0,159	1,31	0,40	0,04

Тесная генетическая связь кимберлитов с верхней мантией Земли в настоящее время ни у кого не вызывает сомнений. Однако вопреки распространенной точке зрения петрохимические и петрографические отличия кимберлитов и родственных включений в них как из разных районов, так и в пределах каждого отдельно взятого района лишь отчасти могут быть обусловлены изменчивостью состава верхней мантии. Результаты анализа материалов комплексного изучения кимберлитов Сибири и Африки свидетельствуют, что наблюдаемые особенности пород различных районов в значительной степени предопределены специфическими процессами их формирования в подкоровых глубинах. Ведущая роль при этом принадлежала, вероятно, процессам кинематической дифференциации, осуществлявшейся вследствие перемещения расплавленной зоны в породах мантии по принципу зонной плавки. В итоге развития указанных процессов кимберлитовые расплавы по мере движения обогащались легкоплавкими компонентами, а также элементами-комплексобразователями (Милашев, 1968).

Время формирования кимберлитов Мало-Ботуобинского района устанавливается на основании следующих данных. Трубка Таежная перекрыта нижнеюрскими отложениями. В непосредственной близости от трубки Мир, содержащей ксенолиты лландоверских пород, на размытой поверхности нижнеордовикских отложений залегают средне-верхнекаменноугольные песчаники. Отложения лландовери, среднего и верхнего ордовика были размыты до накопления средне-верхнекаменноугольных осадков и на прилежащей территории отсутствуют. Это позволяет определить возраст кимберлитов трубки Мир, а по аналогии и остальных трубок как послелландоверский и досреднекаменноугольный.

Верхняя возрастная граница кимберлитового вулканизма в Далдыно-Алакитском районе устанавливается по перекрытию ряда трубок среднекаменноугольными — пермскими терригенными отложениями, содержащими алмазы и пирспы. Нижний возрастной предел образова-

ния кимберлитов этого района фиксируется по прорыву трубками лландоверской карбонатной толщи.

Возраст кимберлитов Верхне-Мунского района принимается по аналогии с идентичными им кимберлитами Далдыно-Алакитского района.

### ВЕРХОЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

Магматические проявления среднепалеозойского возраста в рассматриваемой части Западного Верхоянья известны на Хараулахском поднятии и Сетте-Дабане.

На севере они представлены силлами и реже дайками диабазов и габбро-диабазов, залегающими среди карбонатных пород девона. Мощность силлов обычно 15—25 м, реже 50—60, иногда до 100 м. Протяженность наиболее крупных силлов достигает 50—60 км. Мощность даек не превышает 15 м, а протяженность 5—7 км. Дайки большей частью крутопадающие, сопряженные с силлами. Контакты интрузий с вмещающими породами четкие, ровные. Экзоконтактовые изменения выражены в мраморизации, эпидотизации и осветлении карбонатных пород, местами на контактах возникают зоны эруптивной брекчии. Мощность измененных пород составляет первые дециметры и лишь около наиболее мощных силлов в отложениях верхнего девона увеличивается до 2—3 м.

Петрографический состав интрузий довольно однообразен. Диабазы и габбро-диабазы представлены темно-зелеными средне- и мелкозернистыми породами с офитовой, пойкилоофитовой, габброофитовой, а в эндоконтактах интерсертальной структурами. Основные породообразующие минералы — основной плагиоклаз (30—45%), авгит (30—40%), реликты оливина и рудные (4—5%). Новообразования по первичным минералам составляют 25—30%. Это амфибол, хлорит, серицит, альбит, карбонат, иддингсит и эпидот.

Возраст интрузий устанавливается на основании того, что они прорывают все отложения доверхнедевонского возраста включительно, а среди крестящих конгломератов визейского яруса нижнего карбона содержится большое количество галек, валунов и даже глыб аналогичных диабазов.

На Сетте-Дабане к среднепалеозойскому (средне-верхнедевонскому, по К. К. Левашову) циклу относятся покровы, силлы и дайки, встречающиеся среди ниже-среднепалеозойских отложений. Зафиксировано четыре покрова, но наибольшее распространение имеют два. Один залегает в основании пород живетского яруса среднего девона, другой — в основании отложений франского яруса верхнего девона. Оба покрова прослеживаются почти на 300 км, от руч. Джалкан на севере Сетте-Дабана до р. Белая на юге. На всем протяжении они сохраняют четкую стратиграфическую приуроченность, но мощность их уменьшается — первого покрова от 200 до 2 м, второго — от 700 до 50 м. Все покровы сложены базальтовыми порфирами и спилитами и лишь иногда отмечаются типичные диабазы.

Среди эффузивных потоков наблюдаются прослои осадочных пород и пестрых туфов. Лавовые потоки в кровле нередко представлены эруптивными брекчиями и агломератовыми лавами, часто миндалекаменными и почти всегда в той или иной степени содержащими туфовый материал. Текстура их изменяется от основания потока к кровле от массивной через миндалекаменную к брекчиевидной. Структура в большинстве случаев порфиритовая со спилитовой, алоинтерсертальной, реже микродиабазовой структурами основной массы. Среди минеральных компонентов преобладает плагиоклаз, менее распространен авгит,

еще реже встречается роговая обманка. Обильны вторичные минералы, иногда полностью маскирующие первичный состав пород. Весьма обычен эпидот, выполняющий многочисленные миндалины и часто встречающийся в основной массе породы. Обычно плагиоклазы и темноцветные минералы сильно разрушены и нередко нацело замещаются агрегатами вторичных минералов. Лишь в центральных частях наиболее мощных покровов иногда сохраняются разности с яснозернистой диабазовой и микродолеритовой структурами, но и тут плагиоклазы почти всегда интенсивно изменены. Несмотря на явно основной характер пород, среди них не встречено плагиоклазов по составу выше андезина, что, вероятно, связано с альбитизацией плагиоклазов в процессе автометаморфизма. Следует отметить, что породы, подстилающие покровы, метаморфизуются незначительно, причем в них всегда отмечается наличие туфового материала.

Пластовые интрузии основного состава пользуются наибольшим развитием в отложениях силура и девона. Дайки того же состава, что пластовые интрузии, секут все отложения нижнего и среднего палеозоя до верхнего девона включительно. В более высоких стратиграфических горизонтах они не установлены. Весьма вероятно, что часть секущих тел служила подводными каналами пластовых интрузий и покровов.

Силлы и дайки сложены диабазами и диабазовыми порфиритами. Породы имеют ясное зернистое строение с диабазовой, микродолеритовой, обычно порфировой структурами. Они плотные, массивные, реже сланцеватые. Основными минералами в них являются плагиоклаз и авгит, иногда также роговая обманка, мелкие зерна кварца и ксеноморфные выделения микропегматита. Изменчивость первичного состава хотя и значительная, но меньшая, чем в эффузивах. Изредка встречаются дайки, близкие по облику и составу к спилитам и базальтовым порфиритам.

Близость описанных интрузивных пород по минеральному составу с эффузивами и одна и та же геологическая позиция, занимаемая интрузивами и эффузивами, позволяют предполагать тождественность их возрастов. Возраст же эффузивно-осадочной толщи (джалканской серии, по К. К. Левашову) определяется по находкам фауны. Из осадочных пород, разделяющих покровы, определена фауна живетского яруса среднего девона и франского яруса верхнего девона, а из самых верхних горизонтов толщи — фораминиферы нижнего карбона.

К этому же циклу К. К. Левашов относит изверженные горные породы и метасоматиты, установленные в последние годы Н. В. Балановым, А. И. Горбуновым, В. И. Коневцевым и др. в бассейне р. Сахара в поле развития отложений ордовика.

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ — РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

### АНАБАРСКАЯ АНТЕКЛИЗА

Характеристика позднепалеозойских — раннемезозойских магматических пород Анабарской антеклизы приводится по материалам отдельных очерков Е. Р. Горшковой и А. А. Красильщикова (Оленекское поднятие), Б. Н. Леонова (Мунское поднятие, южный склон Анабарской антеклизы) и Э. Н. Эрлиха (Уджинское поднятие, северный склон Анабарской антеклизы).

Магматические образования позднепалеозойского — раннемезозойского цикла широко распространены в пределах Анабарской антеклизы и принадлежат к формации сибирских траппов. В своем большинстве



это гипабиссальные интрузии — силлы, дайки и неправильной формы тела. Выделяются интрузии нормального и щелочного ряда.

Подавляющая масса интрузий локализуется в зоне северо-западного простирания, идущей от южной оконечности Оленекского к Уджинскому поднятию и далее огибающей северное крыло Анабарского поднятия. Силлы более широко развиты на водоразделах рек Толоулка и Сээн, Тит-Юряге, Булбарангда и Усунку, в бассейнах рек Далдын и Молодо, на правом берегу р. Оленек — от р. Кара-Разбойник до р. Мерчимден и на левом берегу р. Оленек — в бассейнах рек Солохут и Кыран, а также в бассейне нижнего течения р. Анабар (рис. 2). Менее широко эти образования представлены на южном склоне Анабарской антеклизы.

На водоразделе рек Тюнг и Муна серия даек имеет широтное простирание, а к северу от р. Муна — четкое северо-западное. Здесь они нередко образуют целые полосы, в пределах которых дайки следуют почти непрерывно, кулисообразно заходя друг за друга (рис. 3, 4). Полоса даек протягивается до бассейна верхнего течения р. Анабар, где в ее пределах появляются пластовые интрузии значительных размеров.



Рис. 2. Крупноглыбовая россыпь долеритов на поверхности пластовой интрузии в пределах Куойско-Далдынского поднятия

Туфогенные образования и эффузивные породы верхнепермского — нижнетриасового возраста распространены ограниченно, тяготея к северо-восточной части рассматриваемой территории.

Интрузии долеритов нормального ряда представлены пластовыми и пологосекущими телами. Их мощности колеблются от 10 до 260 м, а площади от 1—2 до 700—800 км<sup>2</sup>. Интрузии залегают среди верхнепротерозойских, кембрийских, каменноугольных, пермских и триасовых пород, причем большая часть маломощных (до 20 м) силлов приурочена к кембрийским отложениям, а наиболее крупные интрузии — к породам пермского возраста. Внедрение силлов нередко происходило вдоль межформационных границ, в частности между верхнепротерозойскими и кембрийскими, между кембрийскими и пермскими отложениями. Подошва силлов, как правило, ровная, хотя иногда наблюдаются апофизы (возможно, подводящие каналы), секущие вмещающие породы под крутыми углами.

Дайки представляют собой линейно вытянутые трещинные тела протяженностью 0,5—25 км. Мощность их колеблется от 0,5 до 150 м. Преобладает вертикальное падение. Обычно дайки располагаются группами, образуя системы кулисообразно расположенных субпараллельно вытянутых тел. Лишь в районе верховьев р. Беенчима наблюдаются дугообразно изогнутые тела, возможно составляющие части системы кольцевых даек вокруг штоков долеритов. Тела неправильной формы (штоки?) наблюдаются в единичных случаях.

Пластовые интрузии и дайки сложены в основном среднезернистыми оливиновыми долеритами и долеритовыми порфиритами. Структура пород пойкилоофитовая, сочетающаяся с призматически-зернистой и то-

леитовой. Главные породообразующие минералы плагиоклаз, пироксен и оливин. Плагиоклаз, составляющий 50—55% породы, образует кристаллы двух генераций. Кристаллы первой генерации принадлежат лабрадору и лабрадор-битовниту, второй — лабрадору от № 51 до № 59.

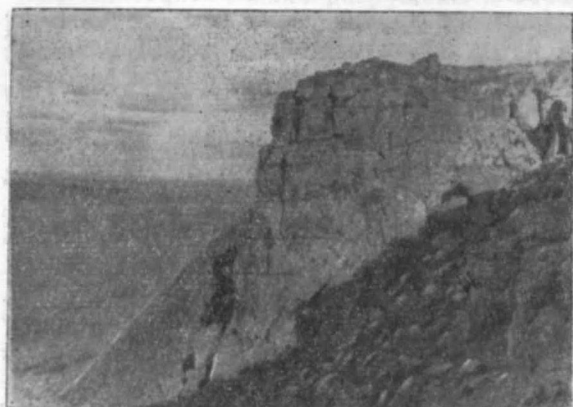


Рис. 3. Дайка долеритов, прорывающая туркунскую свиту верхнего протерозоя в центральной части Оленекского поднятия

Плагиоклаз, как правило, свежий. Пироксены — авгит, пижонит, диопсид и редко гиперстен — составляют 30—35% породы. Зерна их свежие, иногда по периферии хлоритизированы и ожелезнены. Оливин (9—10% породы) образует скопления между кристаллами плагиоклаза или включения в пироксене; как правило, он замещен иддингситом и бовлингитом. Присутствует рудный минерал (ильменит), замещающийся лейкоксеном; аксессуарные представлены апатитом.

Состав интрузивных тел, сложенных долеритами нормального ряда, весьма однороден. Центральные части достаточно мощных тел образованы долеритами, а маломощные интрузии и эндоконтактовые части

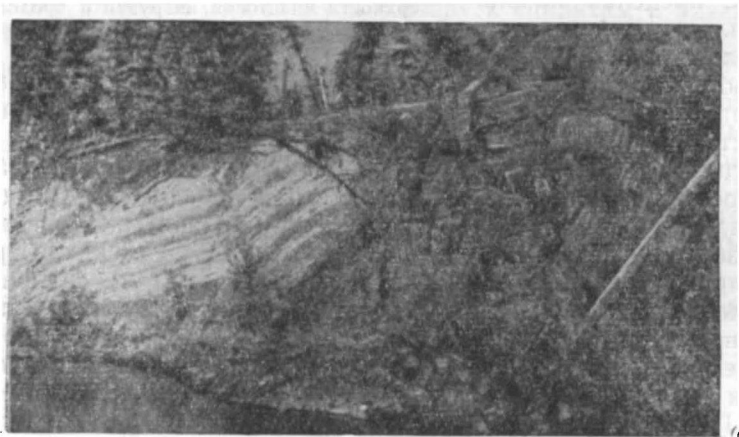


Рис. 4. Дайка долеритов, прорывающая отложения среднего кембрия на Куойско-Далдынском поднятии

интрузий значительной мощности — долеритовыми порфиритами. В ряде даек отмечаются гнезда, линзы и полосы крупнозернистых лейкократовых пегматоидных долеритов, содержащих значительное число вростков калиевого полевого шпата в микрографическом срастании с кварцем.

Контактовое воздействие интрузий выражается в уплотнении, иногда в ороговикании вмещающих пород. Зоны экзоконтактового воздействия, как правило, отсутствуют или имеют весьма незначительную мощность (до 10 см). Эндоконтактовые изменения заключаются главным образом в появлении атакситовых порфиритов. Динамическое

воздействие на вмещающие породы в большинстве случаев не отмечается, лишь иногда наблюдаются изменения в залегании слоев вмещающих толщ в приконтактных участках.

Химический состав описанных пород очень близок к среднему составу сибирских траппов и существенно отличается от долеритов верхнепермского — среднепалеозойского магматических комплексов.

На рассматриваемой территории различаются два типа интрузий субщелочного ряда, различных по минеральному составу и структурным особенностям: трахиандезиты и субщелочные базальтовые порфириты. Интрузии этих пород располагаются в пределах общей мощной полосы проявлений траппового вулканизма.

Дайки и дайкообразные тела субщелочных пород прослеживаются по простиранию на 10—15 км при мощности от 10 до 500 м. Они однородны по внутреннему строению, эндоконтактных изменений в них не наблюдается. На пересечении зон даек субщелочных пород с дайками долеритов зачастую наблюдаются куполовидные тела (экструзивные купола?), сложенные однородными трахиандезитами. Наиболее крупным из них является купол горы Эбе-Хая.

С охарактеризованным выше интрузивным комплексом пространственно связаны эффузивные и пирокластические породы основного состава. В непосредственной близости к Уджинскому поднятию развиты почти исключительно покровы эффузивов, содержащие лишь незначительные прослои и линзы туфов, тогда как в удалении от этого поднятия появляются обширные поля пирокластических пород (туфов и туфобрекчий), содержащих редкие прослои эффузивных пород.

Покровы сложены базальтами, долеритовыми базальтами, реже породами типа спилитов. Они обладают хорошей столбчатой, параллелепипедальной, иногда шаровой отдельностью. Мощность отдельных покровов составляет 8—15, редко до 25 м.

Туфогенные образования распространены преимущественно в бассейне верхнего течения р. Усунку-Юрях, где слагают поле площадью около 300 км<sup>2</sup>. Они перекрываются нижнеюрскими осадочными породами. Мощность туфогенных образований достигает 150 м. Небольшие секущие, часто грибообразные, тела туфов мощностью до 20 м выполняют жерла, прорывающие пластовые интрузии долеритов в верховьях рек Усунку, Тит-Юряге и Ыраас-Юрях. Во многих местах туфы пронизаны мелкими штоками и дайками долеритов, с которыми, по-видимому, составляют единый магматический комплекс.

Среди туфов выделяются литокластические, литокристаллокластические и витрокластические разновидности. Структура их изменяется от наиболее характерной мелкообломочной до агломератовой. Обломки пород в туфах представлены долеритами, долеритовыми порфиритами, базальтами и основным вулканическим стеклом, обломки минералов — основным плагиоклазом, пироксеном, гранатом, кварцем, альбитом, эпидотом. Связующей массой служит пепел или карбонат.

Выбросы туфов в какой-то мере, вероятно, сопровождались излияниями лавы. Остатки такого лавового покрова наблюдались в верховьях р. Тит-Юряге, где он прорван интрузией долеритов.

Возрастной интервал проявлений траппового вулканизма определяется исходя из следующих фактов: 1) интрузии пород трапповой формации прорывают флористически и фаунистически охарактеризованные отложения верхней перми, а эффузивные породы лежат трансгрессивно на толщах верхнепермских отложений; 2) в то же время в самых верхних слоях верхнепермских отложений проявляется заметное количество продуктов разрушения изверженных пород основного состава; 3) в основании толщи триасовых отложений в районе Оленекского поднятия за-

легают туффитовая свита, содержащая значительное количество продуктов разрушения основных пород. Возраст этой толщи определяется коротким промежутком от самого конца верхнепермской эпохи до середины нижнетриасовой эпохи; 4) базальные горизонты верхнеплинбахских (домерских) отложений трансгрессивно перекрывают интрузивные и эффузивные образования, связанные с трапповым магматизмом (как нормального, так и субщелочного ряда). Тем самым главная фаза траппового магматизма датируется интервалом верхняя пермь — триас.

### ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И АНГАРО-ВИЛЮЙСКИЙ ПРОГИБ

В верхнепалеозойский — раннемезозойский цикл на рассматриваемой территории, согласно материалам В. Л. Масайтиса и В. А. Побережского, происходило формирование пород трапповой формации.

Последняя объединяет интрузивные, эффузивные и туфогенные образования.

По петрохимическим особенностям, геологическому строению и условиям формирования среди траппов выделяются: 1) недифференцированные и слабо дифференцированные интрузии и 2) дифференцированные интрузии.

Недифференцированные и слабо дифференцированные интрузии представлены пластовыми, горизонтальными и пологонаклонными интрузиями,



Рис. 5. Порог Юктали на р. Чона. Интрузия долеритов. Фото Н. Н. Тазихина

дайками, штоками, хонолитами, интрузиями центрального типа (конические и кольцевые дайки). Наиболее широко распространены пластовые интрузии (рис. 5), для которых характерны выдержанность по простиранию и ярусное строение. Например, в бассейне среднего и верхнего течений р. Моркока встречается до 3—4 этажей интрузий, разделенных пачками осадочных пород ордовика и силура. Сложены пластовые интрузии в основном средние и крупнозернистыми долеритами, а в зоне кровли — мелкозернистыми долеритами и микродолеритами.

Значительное количество пластовых интрузий наблюдается в бассейне р. Моркока, на водоразделе рек Оленек и Моркока и в Вилюйских горах. Максимальная мощность их 150—200 м. В наиболее крупных интрузиях зачастую наблюдается слабая дифференциация, выражающаяся в обогащении пород оливином в основании интрузий и кислым остатком дифференциации в кровле. К таким относятся Аннахская интрузия и ряд интрузий в среднем течении р. Вилюй.

По генетическим и морфологическим особенностям среди даек выделяются две группы: 1) дайки расколов Вилюйско-Котуйской зоны и Вилюйско-Мархинской флексуры значительной протяженности; 2) дайки, внедрившиеся в верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения, характеризующиеся извилистыми очертаниями. Дайки вертикальные или крутонаклонные, длиной до 100 км и более и мощ-

ностью не более 50 м. Сложены они средне-, реже крупнозернистыми долеритами, в краевых частях — мелкозернистыми.

Штоки отмечаются довольно редко. Обычно штокообразную форму имеют небольшие интрузии траппов в туфогенной толще. В ряде случаев интрузии такого типа носят характер куполов с периклинально падающими крутыми контактами.

Центральные интрузии особенно широко развиты в бассейне р. Аламджах. Представлены они кольцевыми или коническими интрузиями, хорошо дешифрирующимися на аэрофотоснимках. Иногда наблюдаются до 5—6 концентрических, конических или неполноконических интрузий, местами соединяющихся между собой. Диаметр внешних интрузий достигает 8 км. Углы падения интрузий довольно крутые (от 30 до 60°), мощность их до 50 м. Эти центральные интрузии сложены среднезернистыми долеритами, а в эндоконтактных зонах — мелкозернистыми долеритами и порфиоровыми микродолеритами. По мнению В. Л. Масайтиса, возникновение интрузий центрального типа обусловлено общим растяжением и изменением режима магматического очага. В условиях повышенного давления магмы возникали конические интрузии, в условиях пониженного давления — кольцевые.

В общем, породы недифференцированных интрузий представлены мелко-, средне-, крупнозернистыми долеритами, габбро-долеритами, микродолеритами. Отличаются они между собой структурными и текстурными особенностями. В их составе присутствуют плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин; аксессуарные — ильменит, магнетит, рутил; вторичные — илдингсит, хлорит, актинолит. К этой же группе недифференцированных и слабо дифференцированных пород относятся толеитовые долериты, характеризующиеся наличием стекловатого мезостазиса (до 25%), и долериты, обогащенные микропегматитом и кислым толеитовым мезостазисом.

В пределах рассматриваемой территории довольно широко развиты дифференцированные интрузии. Они описаны В. Л. Масайтисом (Аламджахская интрузия), А. П. Лебедевым (интрузии Вилюйских гор), Е. В. Тугановой (Холомолахская интрузия), М. С. Машаком (интрузия на водоразделе рек Моркока и Моркока-Мархарата). В. С. Соболев доказывает наличие двух типов дифференциации трапповой магмы, что подтверждается большим фактическим материалом. Главная линия кристаллизации в конечном итоге приводит к кислым продуктам гранитного состава, а вторая, значительно более редкая, дает щелочные дериваты.

Нормальный тип дифференциации выражен в восточном комплексе Аламджахской интрузии, разрез которой, по В. Л. Масайтису, следующий (снизу вверх):

1. Троктолитовые долериты	30—50 м
2. Средне- и крупнозернистые пойкилоофитовые долериты	40—55 „
3. Пегматоидные и оливиновые габбро-долериты со шлирами долерит-пегматитов	10—30 „
4. Среднезернистые пойкилоофитовые долериты и их краевые фации	30 „

Щелочной тип дифференциации наиболее ярко проявлен в западном комплексе той же Аламджахской интрузии, разрез которой, согласно данным В. Л. Масайтиса, представлен следующими породами (снизу вверх):

1. Троктолитовые, меланократовые, анортозитовые долериты	до 50 м
2. Габбро-долериты	40—60 „
3. Феррогиперстеновые гортонолитовые феррогаббро	до 20 „

4. Кварцевые феррогаббро, гортонолитовые феррогаббро с титанистым пироксеном	до 35 м
5. Кварцевые щелочные габбро и щелочные габбро со шлирами гранофинов	до 20 „
6. Средне- и крупнозернистые долериты с биотитом и кварцем	25—60 „
7. Краевые порфиновые микродолериты, миндалекаменные долериты, субщелочные долериты	5—30 „

Мощность дифференцированных интрузий достигает 150—200 м. Они имеют пластообразную форму. Местами в Виллюйских горах встречаются дайки, сложенные дифференцированными долеритами.

В составе пород нормального типа дифференциации присутствуют троктолитовые долериты, порфиновые анортитовые долериты, толеитовые и пегматоидные габбро-долериты и долерит-пегматиты, феррогаббро, щелочные и кварцевые щелочные габбро, гранофиры.\*

Троктолитовые долериты, залегающие обычно в приподошвенных частях интрузий, выделяются по повышенному содержанию магнезиального оливина (до 20%).

Порфиновые анортитовые долериты характеризуются повышенным количеством порфиновых выделений плагиоклаза первой генерации и присутствием щелочного и титанистого пироксена.

Пегматоидные габбро-долериты и долерит-пегматиты отличаются крупностью зерен слагающих их минералов, пегматоидными сростаниями плагиоклаза и пироксена (для долерит-пегматитов), наличием нераскристаллизованного мезостазиса.

Феррогаббро представляют собой меланократовые породы с очень высоким содержанием закисного железа, титана, с низким содержанием глинозема и магнезии. Их минеральный состав: плагиоклаз, титанистый моноклиновый пироксен, гортонолит. Некоторые разновидности содержат феррогиперстен, коричневую роговую обманку, железистый биотит.

Щелочные и кварцевые щелочные габбро являются лейкократовыми породами с габбровой, реже криптовой структурами. В их состав входят плагиоклаз, титанистый и железистый пироксены, щелочной полевой шпат, отмечаются сфен, кварц, ильменит.

Гранофиры отличаются повышенным содержанием кислого кварц-полевошпатового мезостазиса. В их составе присутствуют пироксен, олигоклаз, слюда, сфен, ильменит, кварц.

Породы щелочной ветви дифференциации представлены субщелочными долеритами, тешенит-долеритами, габбро-тешенитами.

Субщелочные долериты характеризуются отсутствием оливина, повышенным содержанием актинолитового амфибола, присутствием цеолитов, альбита. С тешенит-долеритами субщелочные долериты связаны постепенными переходами. Тешенит-долериты и габбро-тешениты отличаются структурными особенностями. Их минеральный состав: плагиоклаз, несколько разновидностей пироксена — обычный моноклиновый пироксен, титанистый пироксен, эгириносодержащий пироксен; часто анальцит, томсонит, альбит, сфен; отмечаются пренит, кальцит, скаполит.

По химическому составу преобладающая масса траппов описываемого района отвечает нормальному типу траппа (по В. С. Соболеву, 1936), весьма близкому к составу платобазальта, и характеризуется недосыщенностью кремнекислотой и соотношением FeO:MgO, равным 1,2—1,4. Значительно более разнообразен химический состав пород дифференцированных интрузий. Кислые дифференциаты (гранофиры) относятся к породам, пересыщенным кремнекислотой ( $Q=27,8$ ) и с увеличи-

\* При петрографической характеристике траппов применена терминология, разработанная М. Л. Лурье и уточненная В. Л. Масайтисом.— *Прим. ред.*

вающимся по сравнению с нормальными траппами отношением  $FeO:MgO$  (до 12), а щелочные резко обогащены щелочами ( $c=70-80$ ), недосыщены кремнекислотой и обладают низким коэффициентом  $FeO:MgO$  (0,7—1,2).

Интрузивные траппы относятся по крайней мере к трем фазам внедрения. По относительному возрасту и составу пород на рассматриваемой территории могут быть выделены интрузии катангского, ангарского, амовского, курейского (?), кузьмовского, тычанского, агатского комплексов (Лурье, Масайтис, 1959). Наиболее широко распространены обычно недифференцированные или слабо дифференцированные интрузии траппов катангского комплекса. Все эти интрузии прорывают породы палеозоя и туфы нижнего триаса и перекрыты нижнеюрскими отложениями.

Состав преобладающего типа долерита катангского комплекса отвечает среднему составу наиболее распространенного недифференцированного траппа пермо-триаса Сибирской платформы и составу соответствующих по возрасту базальтов плато Путорана. Этот тип долерита относится к насыщенным породам, отличается резким преобладанием натрия над калием при сумме щелочей не более 2,5% и невысоким содержанием титана. Коэффициент фракционирования составляет около 65, отношение  $a:c$  около 0,6, что говорит о значительной роли в породах полевошпатовой извести.

К интрузиям катангского комплекса по формам залегания и составу примыкают интрузии ангарского комплекса, в отличие от первых сложенные долеритами с микропегматитом и кислым толеитовым и палагонитовым мезостазисом. Они обычно слабо дифференцированы или недифференцированы. Отдельные небольшие интрузии порфировых эвкрит-долеритов (гора Орто на р. Чона, порог Оттонок на р. Вилюй и др.) могут быть параллелизованы с интрузиями амовского комплекса. Породы этих интрузий обогащены вкрапленниками весьма основного плагиоклаза.

Интрузии кузьмовского комплекса, застывшие из расплавов, обогащенных летучими компонентами и щелочами, широко развиты в пределах зон дробления север-северо-западного простирания — Ахтарандинской и Вилюканской. В пределах Ахтарандинской зоны дробления известно большое количество интрузий этого типа (район устья р. Ахтаранда, район створа Вилюйской ГЭС, район низовья р. Улахан-Ботуобуя). Они образуют крупные (площадью до нескольких сотен квадратных километров) тела, нередко сложной формы, содержат крупные ксенолиты вмещающих пород. Все они в той или иной степени дифференцированы, преобладают долериты с биотитом и кварцем. Эти интрузии прорывают траппы катангского комплекса.

К числу лучше изученных относится западный комплекс Аламджакской интрузии, где дифференциация на месте несколько обогащенной железом, щелочами и летучими компонентами исходной магмы привела к возникновению следующей серии пород: троктолит-долериты — долериты и габбро — долериты, феррогаббро — сиеногаббро — гранофиры. Интрузия обладает сложной внутренней структурой, форма ее в целом блюдцеобразная, осложненная куполовидными выступами кровли и телами-сателлитами; мощность около 250 м.

С интрузиями такого типа связаны интенсивные постмагматические процессы, в частности образование мощных зон роговиков и скарнов, в том числе с ахтарандитами и вилуитами.

К тычанскому комплексу в пределах тех же зон дробления и в ряде других пунктов относятся небольшие тела субщелочных долеритов и тешенит-долеритов (Туой-Хая, р. Улахан-Ботуобуя, бассейн р. Ахта-

ранда). Дифференциация внутри этих интрузий проявлена слабо, но зато весьма интенсивен метасоматоз вмещающих и самих интрузивных пород, связанный с постмагматической деятельностью. Эти интрузии секут образования катангского и кузьмовского комплексов. Они сформированы магмой, обогащенной щелочами, особенно натрием, и летучими компонентами.

Для интрузий кузьмовского и тычанского комплексов характерны значительные аутометаморфические и постмагматические изменения как интрузивных образований, так и вмещающих отложений, приводящие к возникновению разнообразных пироксен-плагиоклазовых, скаполитовых, гранат-пироксеновых, везувиановых, а также альбитизированных, хлоритизированных, амфиболитизированных, серпентинизированных и других пород.

Наиболее поздними по возрасту являются маломощные дайки и штоки порфировых микродолеритов часто с брекчиевой текстурой («атакситовые порфириты»). Эти мелкие интрузии прорывают мощные пластовые тела траппов более ранних фаз магматизма, а в ряде случаев и дифференцированные интрузии более поздних фаз. Эти дайки и штоки могут быть отнесены к агатскому комплексу.

Проявления гидротермальной деятельности в форме жил и гнезд кальцита, цеолитов, кварца иногда с магнетитом и сульфидами распространены незначительно. Обычно их связывают с интрузиями поздних фаз и их магматическими очагами.

С интрузиями триасовых траппов связаны некоторые проявления и месторождения полезных ископаемых. Позднемагматические скопления ильменита отмечаются в породах Аламджахской интрузии. Контактво-метасоматические и жильные рудопоявления магнетита связаны с рядом интрузий кузьмовского комплекса, в том числе с Аламджахской и Эрбейэхской. Местами отмечается и незначительная полиметаллическая сульфидная минерализация. Кальцитовая минерализация в ряде случаев приводит к возникновению гнезд и залежей исландского шпата (месторождения в бассейнах рек Аламджах и Чона).

Интрузивные породы трапповой формации обладают повышенной магнитностью, превышающей в сотни раз ее значения во вмещающих осадочных породах. Это свойство способствует картированию интрузивных траппов в процессе аэромагнитной съемки, по данным которой выявлено большое количество слепых даек долеритов, контролируемых Вилюйско-Жиганской зоной разломов.

Долериты отдельных интрузивных фаз обычно обладают различной по величине остаточной намагниченностью. Благодаря этому возможно расчленение их по характеру остаточного аномального магнитного поля. Например, Аламджахская дифференцированная интрузия имеет отрицательное остаточное магнитное поле, а дайки долеритов Вилюйско-Жиганской зоны разломов, по данным Д. И. Саврасова, характеризуются преимущественно положительными остаточными аномалиями.

Нижнетриасовая туфогенная толща развита на левобережье р. Вилюй в бассейнах рек Холомолах и Ахтаранда, и далее к северо-западу от них, а также в низовьях р. Улахан-Ботубуя и в бассейне р. Чона. Лавы на рассматриваемой территории отсутствуют, область их развития охватывает лишь самые верховья р. Вилюй.

Базальтовые туфы, туфоагломераты, туффиты и другие вулканомиктовые породы очень широко распространены, залегая на размытой поверхности пермских и средне-верхнекаменноугольных отложений, а иногда и непосредственно на породах нижнего палеозоя. Местами отдельные маломощные прослои туфов наблюдаются среди терригенных угленосных отложений верхнего палеозоя. Мощность этой туфогенной



толщи различна, но в целом увеличивается к северо-западу от единиц и первых десятков метров в районе среднего течения р. Вилюй до 200—300 м в бассейнах рек Чирко и Лахарчан. На отдельных участках в толще отмечаются скопления грубообломочного материала, что указывает на близость эруптивных центров. По петрографическому составу среди туфогенных пород различаются туфоагломераты, литовитрокластические туфы с незначительной примесью терригенного материала, туффиты и туфопесчаники, пепловые туфы. Обломки в них представлены главным образом витробазальтами, полнокристаллическими базальтами, долеритами, песчаниками и сланцами верхнего палеозоя. Обломки карбонатных пород нижнего палеозоя весьма редки. Туфогенные породы в разной степени карбонатизированы, цеолитизированы.

В пределах развития вулканогенно-осадочных пород туфогенной толщи, согласно А. Г. Дьякову и Г. И. Терехову, распространены вулканические трубки (жерла) и небольшие линейные трещины. Они представляют собой эксплозивные вулканические аппараты, через которые происходили выбросы большого количества пирокластического материала. На территории Западной Якутии, в бассейне р. Вилюй (реки Чона, Ахтаранда, Батыр, Улахан-Ботубуя) и р. Марха известно около 100 жерл и трещин, выполненных туфовым материалом. Часть этих трубок и трещин приурочена к вулканическим породам, но большинство расположено в поле развития нижне- и верхнепалеозойских осадочных пород. Некоторые из трубок (Коллективная, 65, 5, 62 и др.) перекрыты песками юрского возраста.

Вулканические трубки и трещины в рельефе, как правило, не проявляются, лишь небольшое количество их выражено в виде куполообразных возвышений высотой 5—10 м и реже до 20 м. В плане вулканические трубки имеют изометричную форму или форму неправильных эллипсоидов с причудливо изрезанными контурами. Длинная ось этих тел обычно ориентирована по направлению разломов, вдоль которых они расположены. Размеры их изменяются в широких пределах — от 10—15 до 100—200 м. Самая крупная из известных вулканических трубок — трубка Коллективная, — расположенная на междуречье Оччугуй-Ботубуя — Аппая, имеет размер 150×300 м. Форма большей части трубок столбообразная, цилиндрическая с почти вертикальными стенками. Крупные по размеру трубки в верхней части образуют воронкообразные расширения с более пологим падением стенок (55—60°).

Вулканические трубки прорывают нижнепалеозойские карбонатные и каменноугольные и пермские кластические породы, реже породы трапповой формации. В зоне экзоконтакта вмещающие отложения раздроблены и падают в сторону трубок. Границы контактов трубок неровные, трубки имеют большое количество выступов и западин. Приконтактные зоны дробления достигают по мощности 3—5 м.

В распределении трубок намечаются некоторые закономерности, проявляющиеся в приуроченности их к зонам разломов, в пределах которых они располагаются небольшими группами или в виде цепочек. Так, трубки Северная, Южная, Средний Алгардах и Верхний Олгуйдах расположены в тектонической зоне северо-восточного простирания, протягивающейся от р. Джекинда до верховьев р. Олгуйдах. Другая многочисленная группа трубок, находящаяся на междуречье Оччугуй-Ботубуя — Аппая, приурочена к Вилюйско-Жиганской зоне разломов. Вулканические трещины в бассейне верховья р. Ахтаранда и в среднем течении р. Батыр имеют протяженность до 4 км при ширине до 10—15 м.

Вулканические трубки и трещины заполнены преимущественно туфоагломератами, туфобрекчиями и туфами основного состава. Известны также трубки, сложенные кислыми туфами. Результаты бурения тру-

бок в бассейне р. Оччугуй-Ботубоуя показали, что на глубине туфы и агломераты переходят в брекчиевидные порфиновые микродолериты. С трубками связано магнетитовое оруденение ангаро-илимского типа (трубки Северная, Южная, Средний Алгардах и др.). Рудные тела представлены простыми и сложными ветвящимися, почти мономинеральными магнетитовыми жилами. Значительно развиты зоны метасоматических магнетитовых руд брекчиевидно-вкрапленной текстуры очень сложного строения. Магнетитовые жилы мощностью 1,5—3 м имеют длину от 25 м (Средний Алгардах) до 120 м (Северная).

В верховьях р. Бол. Дьюктели В. В. Заикин обнаружил среди интрузивных траппов несколько трубок (?), сложенных кислыми туфами. Они выполнены грубокластической породой типа туфобрекчии, состоящей из обломков кислых туфов (кварцевых порфиров) и в меньшем количестве сланцев и порфиридов, заключенных в очень тонкообломочном пепловом цементе с примесью песчанистого материала. Встречаются также обломки траппов.

Возраст туфогенных пород, выполняющих вулканические трубки и трещины, определяется как нижнетриасовый. Эти трубки прорывают весь комплекс палеозойских пород, включая верхнепермские, и перекрываются отложениями укугутской свиты нижней юры. Вместе с этим вулканогенно-осадочные породы туфогенной толщи содержат отпечатки растений, споры и пыльцу, характерные для нижнетриасовых отложений.

### ПРИВЕРХОЯНСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

В Приверхоянском краевом прогибе магматические образования предположительно пермо-триасового возраста установлены пока лишь в одном пункте — в Джарджанской опорной скважине. Здесь в интервале глубин 1298—1340 м встречена пластовая интрузия долеритов мощностью 42 м. Долериты мелкокристаллические и имеют темно-серый цвет, а в верхней приконтактной части (5 м) — зеленоватый. Местами породы красновато-бурые, пятнистые, полосчатые и разбиты густой сетью трещин. Возраст интрузии устанавливается по ее стратиграфическому положению между пермскими песчаниками и триасовыми глинами, которые определяют возрастной предел силла.

### ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ВЕРХОЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Проявления пермского — триасового магматизма развиты незначительно, хотя они и известны почти по всей территории западной части Верхоянской складчатой зоны.

В Северном Верхоянье интрузии этого возраста приурочены в основном к сводовой части Верхоянского мегантиклинория, где на поверхность выходят отложения карбона и перми. Представлены они силлами и дайками диабазов, реже габбро-диабазов, которые местами подверглись интенсивному гидротермальному метаморфизму.

На севере района, в Хараулахских горах, интрузии наблюдаются чаще всего в виде крутопадающих даек, ориентированных преимущественно в широтном направлении. Мощность даек 5—15 м, длина 2—5 км. Лишь отдельные дайки достигают мощности 35 м и протяженности 15 км. Южнее, в Орулганском хребте, распространены главным образом силлы, иногда связанные между собой подводными каналами в форме даек. Реже встречаются самостоятельные крутопадающие дайки субмеридионального или северо-западного простирания. Силлы имеют мощность 10—40 м и протяженность до 30—40 км. Мощность даек обычно

меньше, но в отдельных из них отмечается мощность до 50 м при длине 8 км. Исключением для Северного Верхоянья является уникальная по протяженности диабазовая дайка северо-западного простирания, которая прослеживается из бассейна р. Унгуохтах до верховьев р. Джарджан на расстоянии 60 км при мощности 30—35 м.

Большая часть интрузий сложена диабазами. В подчиненном количестве, преимущественно в мощных силлах, наблюдаются габбро-диабазы, образующие тела мощностью до первых метров. Продукты изменения диабазов (метадиабазы, зеленые сланцы) обычно приурочены к контактам интрузий с вмещающими породами, реже ими нацело сложены маломощные дайки и силлы. Вмещающие породы — глинистые сланцы, алевролиты и песчаники — на контактах с интрузиями ороговикованы и окварцованы, местами в экзоконтактах глинистые породы изменены на глубину до 1 м.

По первичному минеральному составу пермо-триасовые интрузии очень близки среднепалеозойским диабазам, но значительно отличаются от них более интенсивными вторичными изменениями. Так, для метадиабазов характерны высокие содержания актинолита (20—60%), клиноцоизита (15—70%), хлорита (5—10%) и мусковита (3—5%), количество кварца составляет до 0,5%. Ильменит почти полностью замещен лейкоксеном или гидроокислами железа. Главными компонентами зеленых сланцев являются мусковит (серицит), хлорит, альбит и карбонат, в меньшем количестве присутствуют реликтовый ильменит, сфен, рутил, эпидот, кварц, гидроокислы железа, пирит.

Возраст интрузий устанавливается исходя из того, что они прорывают отложения верхнего палеозоя, а в породах нижнего триаса Западного Верхоянья зафиксированы покровы основных эффузивов, на хр. Орулган выявлен горизонт пепловых туфов.

На юге Верхоянского мегантиклинория к пермо-триасовому магматическому циклу относятся гипабиссальные интрузии диабазов и эффузивы основного состава. Интрузивные тела приурочены главным образом к осевой зоне мегантиклинория и встречаются среди отложений среднего и верхнего карбона и нижней перми; отдельные тела располагаются вдоль западного крыла мегантиклинория в полосе развития нижнетриасовых и верхнепермских отложений.

Морфологически интрузивные тела подразделяются на пластовые залежи (силлы) и дайки. Преимущественно развиты силлы. Особенно многочисленны они в бассейне р. Собопол и в верховьях р. Дянышка. Дайки встречены только в одном пункте на левобережье р. Собопол, по руч. Былыкат, среди пород кыгылтасской свиты. Силлы и дайки прослеживаются на расстоянии 3—4 км, реже более. Мощность пластовых тел колеблется от 5 до 32 м.

Интрузивные породы представлены диабазами и метадиабазами. Последние слагают стратиграфически наиболее низкие силлы. Породы массивные, мелко- и среднезернистые, зеленоватых оттенков; нацело замещены вторичными минералами — карбонатом, хлоритом, плагиоклазом, серицитом, редко встречаются вкрапленники призматического и таблитчатого габитуса, принадлежащие плагиоклазу и неопределенному темноцветному минералу. Интрузивный характер диабазов и метадиабазов устанавливается по четко выраженным зонам контактового метаморфизма, наблюдающимся в лежащем и всياчем боках силлов. Мощность этих зон колеблется от 0,4 до 5—10 м. Контактново-метаморфизованные породы представлены сильно ороговикованными песчаниками с blastopсаммитовой структурой.

Эффузивные залежи приурочены преимущественно к отложениям нижнего триаса и только в одном пункте на правобережье р. Тумара

В. С. Вышемирский наблюдал залежь эффузивов в верхней части разреза верхней перми. В нижнетриасовых отложениях встречено от одной до трех залежей, прослеживающихся с перерывами вдоль всего западного крыла мегантиклинория. Отдельные залежи прослежены по простиранию на расстояния 15 км и более, мощности их изменяются от 5—10 до 30 м. Н. П. Егоровой в бассейне р. Келе обнаружена эффузивно-осадочная пачка мощностью до 90 м. В ряде пунктов, по данным В. Н. Андрианова, В. А. Федорцева и др., устанавливается приуроченность эффузивных залежей к границе между отложениями верхней перми и нижнего триаса.

Среди раннетриасовых эффузивов А. В. Вихерт выделяет три разновидности: 1) диабазы с мелкозернистой гиалофитовой и пойкилофитовой структурой; 2) диабазовые порфириды с мелкозернистой интерсертальной структурой и миндалекаменной текстурой; 3) диабазовые порфириды с мелкозернистой интерсертальной и долеритовой структурой. Эти разновидности образовались в результате дифференциации лавы. В средней части эффузивной залежи обычно наблюдаются диабазы с гиалофитовой и пойкилофитовой структурой, постепенно сменяющиеся у верхнего и нижнего контактов диабазовыми порфиридами.

В составе диабазов преобладают плагиоклаз (андезин и лабрадор) и моноклинный пироксен — авгит и пижонит; часто встречается титаномагнетит в сростании со сфеном и лейкоксеном. Из вторичных минералов широко развиты сфен, являющийся продуктом замещения титаномагнетита, хлорит (делессит), карбонат, клиноцоизит и лавсонит. Последний образовался за счет стекловатого базиса и плагиоклаза и тесно ассоциирует с хлоритом. В диабазовых порфиридах преобладают плагиоклаз (лабрадор и битовнит), редко встречается моноклинный пироксен (авгит). Среди вторичных минералов широко развиты хлорит и кальцит, выделяющиеся в мезостазице и в миндалинах.

По химическому составу выделяются диабазы нормального ряда и миндалекаменные диабазовые порфириды. Отличие этих разновидностей заключается в пониженном содержании кремнезема и окиси магния и в повышенном содержании окиси кальция в миндалекаменных диабазовых порфиридах по сравнению с диабазами нормального ряда.

В Южно-Верхоянском синклинии наиболее древние, условно нижнепермские, проявления магматизма установлены в 1959 г. геологами А. А. Сушко и И. Г. Волкодав в истоках р. Сунтар. Здесь среди нижнепермских песчано-сланцевых пород залегают три пластовых тела диабазов. Они обладают афанитовым сложением, диабазовая структура проявляется лишь в участках наибольшей мощности. Первичный состав пород сильно изменен: плагиоклаз альбитизирован, темноцветные минералы замещены хлоритом со скоплениями рудных зерен. Контакты диабазов с вмещающими породами четкие, причем вблизи верхнего контакта совершенно не отмечается следов метаморфизма в вышележащих осадочных породах. Пластовые тела диабазов участвуют в складчатости вместе с вмещающими осадочными породами. Несмотря на ряд признаков, сближающих эти диабазы с эффузивными образованиями, А. А. Сушко и И. Г. Волкодав считают их интрузивными, хотя и не отрицают возможность их эффузивного генезиса.

В 1953 г. К. К. Левашовым отмечен пласт туфов андезито-дацитов среди песчаников верхней перми в бассейне р. Вост. Хандыга, а в 1961 г. С. В. Домохотовым выявлена примесь туфогенного материала в составе верхнепермских песчаников Южно-Верхоянского синклинии.

Несмотря на разрозненность и отрывочность имеющихся сведений о пермском магматизме, можно считать, что активизация вулканической

деятельности на территории Южно-Верхоянского синклинория произошла в конце раннепермской — начале позднепермской эпох.

Первые сведения о проявлениях раннемезозойского вулканизма в этом районе относятся к 1959—1960 гг., когда С. В. Домохотовым и К. К. Левашовым среди норийских отложений левобережья верховьев р. Индигирки были найдены туфы андезитов и миндалекаменных спилитов. Однако вулканизм этого времени носит случайный характер и большинство разрезов триасовых образований совершенно лишены каких-либо следов вулканической деятельности. Исключение составляют норийско-рэтские слои верховьев р. Томпо, в которых гальки гранитоидов из конгломератовых прослоев (отмеченные в 1953 г. К. К. Левашовым, в 1954 г. Б. С. Абрамовым, в 1960—1962 гг. В. И. Коростелевым) соответствуют, по мнению В. И. Коростелева, интрузивным образованиям верхнетриасового возраста, вероятно развитым в более северных районах.

## МЕЗОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

### АНАБАРСКАЯ АНТЕКЛИЗА

На территории Анабарской антеклизы достаточно активно проявился мезозойский цикл магматизма. По данным В. А. Милашева, обобщившим материал по северной площади антеклизы, и В. А. Сусова, выполнившего обобщение по южной части, к этому циклу относятся образования ультраосновных пород — кимберлитов.\* Выделяются три района развития кимберлитовых пород мезозойского возраста: Средне-Оленекский, Нижне-Оленекский и Куонамский.

Пространственное распределение кимберлитового вулканизма зависит от определенных геотектонических условий. Намечается достаточно четкий структурно-тектонический контроль кимберлитов. Так, в Средне-Оленекском районе размещение кимберлитовых тел контролируется в основном тремя зонами глубинных разломов. Наиболее крупной является зона северо-восточного простирания, пересекающая Суханский прогиб по короткой оси. С ней связаны кимберлиты бассейнов рек Омонос и Укукит. В 30 км юго-восточнее от первой находится параллельная ей зона глубинных разломов, контролирующая размещение трубок взрыва и даек в бассейне р. Чомурдах. В верхнем течении р. Омонос главная зона разломов северо-восточного простирания сочленяется с зоной разломов северо-западного направления, контролирующей проявления кимберлитового вулканизма в бассейне р. Лучаткан. В южной части Нижне-Оленекского района (Мерчимденское поле) кимберлиты приурочены к разломам северо-западного направления, которые имеют сравнительно небольшую протяженность и являются, по-видимому, наиболее молодыми из развитых здесь разрывных нарушений. В Куонамском районе выходы кимберлитовых пород располагаются преимущест-

\* В последние годы на левобережье среднего течения р. Анабар обнаружено несколько десятков трубок взрыва, выполненных почти нацело карбонатизированными порфиловыми породами из группы щелочных базальтоидов, их эруптивными брекчиями и туфобрекчиями. Среди реликтовых минералов в этих породах установлены флогопит, апатит, арфедсонит, эгирин и др. Некоторые исследователи на основании существенно карбонатного состава и наличия наложенной редкометальной минерализации относят эти породы к карбонатитам, что, по всей вероятности, не совсем правильно, поскольку аналогичная минерализация отмечается также в присутствующих на данной территории кимберлитах и в зонах дробления среди вмещающих трубки осадочных толщ. Подробная характеристика геологии, петрографии, минералогии и петрохимии указанных горных пород приведена в специальных работах (Милашев, 1968, 1969).

венно в долине р. Бол. Куонамка, тяготея к субмеридиональной зоне разломов, проходящих вдоль восточного края Анабарского поднятия.

Число известных в настоящее время кимберлитовых трубок в Средне-Оленекском районе составляет около 60, в Нижне-Оленекском — 20, в Куонамском — 65. Кроме трубок во всех перечисленных районах установлено большое количество даек кимберлитов, мощность которых изменяется от 0,1 до 3 м, а протяженность — от нескольких десятков метров до 2 км. Средняя площадь трубок в этих трех районах соответственно составляет 0,4; 0,3 и 0,5 га, т. е. существенно меньше, чем трубок, выполненных среднепалеозойскими кимберлитами.

До недавнего времени все порфиоровые ультраосновные породы, выполняющие трубки взрыва и дайки в рассматриваемых районах, относились к кимберлитам. Однако, несмотря на почти полную идентичность слагающих эти тела пород, они далеко не всегда содержат алмаз и пироп. И хотя оба минерала в количественном отношении являются аксессуориями, учет наличия или отсутствия их имеет большое значение для правильной интерпретации генезиса пород и оценки перспектив алмазности. Дело в том, что алмаз и пироп кристаллизуются при наибольших по сравнению с другими минералами давлениях (Соболев, 1960), и поэтому присутствие их свидетельствует об особых условиях образования пород. Таким образом, наличие алмаза и пироба или только одного пироба позволяет выделять породы особой кимберлитовой фации среди практически аналогичных по химическому и минеральному составу порфиоровых ультраосновных пород, но сформировавшихся при иных, чем кимберлиты, условиях и бесперспективных в отношении алмазности (Милашев, 1963а).

В петрографическом отношении неизменные кимберлиты представляют собой породы, сложенные порфиоровыми выделениями оливина (30—60%), флогопита (до 25%), ильменита (до 5%), аксессуарными зернами пироба, алмаза и некоторых других минералов, заключенных в основной массе, содержащей микролиты клинопироксена, монтичеллита, мелилита (?), или в стекловатой основной массе. Обычно же породы сильно изменены и основная масса нацело замещена вторичными минералами.

По текстурным и генетическим признакам среди кимберлитовых пород выделяются три группы: кимберлиты, эруптивные брекчии кимберлитов и кимберлитовые туфобрекчии. По минеральному составу каждая группа пород распадается на два типа: базальтоидные кимберлитовые породы, в которых главную роль играют вкрапленники оливина, и лампрофировые (слюдяные), содержащие кроме оливина значительное количество (5—10%) вкрапленников флогопита.

Среди кимберлитов обоих типов по первичному составу основной массы выделяются пироксеновые, монтичеллитовые, витропорфиоровые и, по-видимому, мелилитовые разновидности. Поскольку основная масса кимберлитов почти всегда полностью замещена вторичными минералами, то обычно наблюдаются лишь реликты ее первичной структуры. По характеру последней породы можно разделить на микролитовые и безмикролитовые. Под названием «микролитовые» объединяются породы, содержащие псевдоморфозы по игольчатым микролитам первичных минералов, т. е. апопироксеновые и, по-видимому, более редкие апомелилитовые разновидности; под названием «безмикролитовые» — апомонтичеллитовые и аповитропорфиоровые разновидности, основная масса которых превратилась в крипто- и микрозернистый агрегат серпентина, карбонатов, хлорита и магнетита. У слюдяных кимберлитов в основной массе постоянно присутствует магматический флогопит второй генерации, часто и слюда метасоматического происхождения.

Кимберлиты слагают дайки, а иногда и отдельные участки диатрем. Ксенолиты в них, как правило, отсутствуют, а если и содержатся, то в количестве менее 5—7%.

Эруптивные брекчии являются типичными породами трубок взрыва. Они состоят из ксенолитов и обломков кимберлитов ранних генераций (автолитов), сцементированных изверженной породой — собственно кимберлитом. Количество обломочного материала в эруптивных брекчиях изменяется от 10 до 50%, составляя в среднем 15—25%. По первичному составу кимберлитового цемента брекчии делятся на те же типы и разновидности, что и кимберлиты. По составу обломочного материала эруптивные брекчии кимберлитов разделяются на автолитовые и ксенолитовые. Ксенолиты представлены изверженными, метаморфическими и осадочными породами. Наиболее многочисленны обломки вмещающих карбонатных пород, содержание которых в десятки и сотни раз выше содержания остальных ксенолитов. По преобладающей величине обломочного материала среди эруптивных брекчий различаются мелко-, средне- и крупнообломочные разновидности, средняя величина обломков в которых соответственно меньше 1 см, 1—5 и больше 5 см.

Магматический характер цемента эруптивных брекчий устанавливается по наличию первичных текстур течения в породе и флюидалности в кимберлитовом цементе. Особенно отчетливо флюидалные текстуры наблюдаются в связующей массе при наличии в ней пластинок слюды и псевдоморфоз по микролитам призматических минералов (пироксенов и мелилита?).

Туфобрекчии и ксенотуфобрекчии кимберлитов установлены лишь в нескольких трубках. Они сложены обломками различных пород и минералов, которые в отличие от обломочного материала эруптивных брекчий цементировались не расплавом, а отложениями гидротерм и инфльтрационных растворов. Обломки в туфобрекчиях составляют 60—90% породы. В наибольшем количестве присутствуют обломки кимберлитовых и вмещающих карбонатных пород, а в мелкообломочных разновидностях существенное значение приобретают кластогенные зерна минералов, высвободившихся при раздроблении кимберлитов. В зависимости от преобладания в брекчиях обломков кимберлитов или вмещающих карбонатных пород различаются соответственно туфобрекчии и ксенотуфобрекчии.

Гидрохимическое происхождение связующей массы туфобрекчий устанавливается по наличию крустификационных структур нарастания минералов цемента на обломки пород и минералов, по отсутствию первичных текстур течения и таких типичных для кимберлитовой основной массы аксессуарных минералов, как ильменит, перовскит и др. Кроме того, присутствующие в цементе туфобрекчий псевдоморфозы по оливину и пироксенам, зерна ильменита и пироба имеют явно обломочное происхождение.

Среди позднемезозойских кимберлитовых пород по сравнению со среднепалеозойскими кимберлитами значительно возрастает доля массивных и слюдяных разновидностей. Количество последних в отдельных полях Средне-Оленекского и Нижне-Оленекского районов достигает 80—90%.

По количественному соотношению и составу первичных и вторичных минералов мезозойские кимберлиты близки кимберлитам среднепалеозойского возраста, поэтому минералогическая характеристика кимберлитов мезозойского цикла не приводится.

В кимберлитах, их эруптивных брекчиях и туфобрекчиях кроме обломков вмещающих пород постоянно присутствуют желваки ультраосновных пород («родственные включения»), разделяющиеся по составу

на следующие, связанные между собой, группы: 1) дуниты, их гранатовые и пироксеновые разновидности; 2) перидотиты и гранатовые перидотиты; 3) пироксениты и их разновидности, содержащие оливин и гранат. Между ними существуют постепенные переходы.

В настоящее время исследователи признают генетическую связь ультраосновных включений с кимберлитами. Разногласия существуют лишь по вопросу о происхождении этих желваков. По мнению одних, они являются обломками пород перидотитового слоя, захваченными кимберлитовой магмой. Сторонники второй точки зрения считают, что большинство желваков образовалось в результате сегрегации интрателлурических вкрапленников, допуская вместе с тем, что некоторая часть таких включений является и обломками пород перидотитового слоя. Решающих доказательств в пользу какой-либо из этих гипотез пока нет.

Часть трубок взрыва и даек в обоих районах выполнены пикритовыми порфиритами и их брекчиями, которые в петрографическом отношении идентичны соответствующим типам и разновидностям кимберлитовых пород, но отличаются от них отсутствием алмаза и пирропа, а также гранатсодержащих родственных включений.

Практически все доступные изучению кимберлиты, пикритовые порфириты и их брекчии сильно изменены постмагматическими процессами — флогопитизированы, серпентинизированы и карбонатизированы. Наиболее широко проявились серпентинизация и карбонатизация, а флогопитизации подверглись породы лишь нескольких трубок и даек. Главными вторичными минералами серпентинизированных и карбонатизированных разновидностей пород являются серпентин, кальцит, доломит, хлорит, тальк, гидроксосуляр и кварц, образующие трех- и двухминеральные парагенезисы. Изменение парагенезисов вторичных породообразующих минералов в кимберлитах и пикритовых порфиритах на автометаморфической стадии определялось главным образом возрастанием в термах химических потенциалов углекислоты и воды. Под их воздействием кимберлиты сначала серпентинизировались, затем отальковывались и через ряд промежуточных ступеней превращались иногда в кварц-карбонатные породы с незначительной примесью реликтов первичных и ранних вторичных минералов (Милашев, 1962, 1963б).

Ввиду типичной для кимберлитов и пикритовых порфиритов сильной постмагматической измененности результаты химических анализов их не отражают первичного содержания многих важнейших компонентов, и поэтому традиционные петрохимические методы оказываются малоэффективными. В связи с этим при анализе первичных особенностей химизма кимберлитов приходится опираться на количественные соотношения лишь тех элементов, содержание которых существенно не менялось при постмагматических процессах, что уже отмечалось при петрохимической характеристике среднепалеозойских кимберлитов.

Важнейшими показательными элементами кимберлитов и пикритовых порфиритов являются железо, титан, хром, алюминий, калий и натрий. Средневзвешенные (с учетом площади в плане трубок взрыва и даек) содержания этих элементов в рассматриваемых породах всех полей и районов приведены в табл. 3.

Визуальное сопоставление табл. 2 и 3 и статистические оценки значимости расхождений содержаний показательных элементов в разновозрастных кимберлитах свидетельствуют о существенном обогащении мезозойских кимберлитов железом, титаном, алюминием, калием и натрием по сравнению со среднепалеозойскими. Следует добавить, что мезозойские кимберлиты, тяготеющие к периферийным частям Сибирской платформы, имеют еще целый ряд отличий (петрографических, по степени алмазности, морфологии кристаллов алмаза и т. п.) от сред-



Таблица 3

**Средневзвешенное содержание важнейших показательных элементов  
в мезозойских кимберлитах по В. А. Милашеву**  
(в вес. %)

Районы и поля	Fe	Ti	Cr	Al	K	Na
Средне-Оленекский . . . . .	7,50	1,78	0,100	2,49	0,86	0,16
Омонос-Кутугунское	8,12	1,52	0,185	2,82	1,07	0,25
Лучаканское . . . . .	8,31	1,80	0,155	2,57	1,25	0,18
Нижне-Укукитское . . . . .	7,84	1,65	0,101	2,63	0,67	0,07
Огоньор-Чомурдах- ское . . . . .	7,03	1,83	0,085	2,28	0,68	0,15
Куонамкский . . . . .	8,83	1,81	?	3,02	1,43	0,11
Нижне-Оленекский . . . . .	5,91	0,80	0,093	2,41	0,90	0,11
Мерчимденское . . . . .	7,23	1,01	0,099	1,65	0,97	0,08
Куойкско-Беенчим- ское . . . . .	4,33	0,55	0,083	3,51	0,79	0,13

непалеозойских кимберлитов, развитых в центральных районах платформы. Концентрически-зональное строение алмазосных провинций, несомненно, является отражением объективных законов развития кимберлитового вулканизма, генетически тесно связанного с процессами эволюции верхней мантии платформенных областей планеты (Милашев, 1968).

Возраст кимберлитов Средне-Оленекского, Нижне-Оленекского и Куонамкского районов устанавливается по следующим данным. Во всех трубках содержатся ксенолиты пород трапповой формации, аналогичные породам из силлов и даек, прорывающих пермские отложения. Одна из трубок (Аэрогеологическая) перекрыта нижнеюрскими отложениями, а в другой (Обнаженная) найден ростр белемнита, характерного для отложений волжского яруса — валанжина (Милашев, Шульгина, 1959; Милашев и др., 1963). Таким образом, если начало кимберлитового вулканизма на данном участке Сибирской платформы может быть датировано поздним триасом, то заключительные фазы его проявились в мелу.

На территории Анабарской антеклизы возможно обнаружение также изверженных пород основного состава раннеюрского возраста. Об этом свидетельствует тело траппов, обнаруженных Э. Н. Эрлихом и другими геологами НИИГА в бассейне р. Уджа в 1959 г. Здесь на фаунистически охарактеризованных конгломератах базальной пачки верхнего плинсбаха залегает маломощный покров траппов, прорванный дайкой и перекрытый также фаунистически охарактеризованными песчаниками средней пачки верхнего плинсбаха. По составу траппы аналогичны траппам пермо-триасового возраста.

#### ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СЕВЕРНОГО СКЛОНА АЛДАНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ И ПЛАТФОРМЕННОЕ КРЫЛО БЕРЕЗОВСКОЙ ВПАДИНЫ

Интрузивные породы мезозойского возраста известны на платформенном крыле Березовской впадины и прилегающей с востока части северного склона Алданской антеклизы, где ими сложен ряд даек.

Преобладающее большинство известных даек объединяется в различно протяженные зоны, приуроченные к Хоринской, Толбинской и Синской системам разломов (с запада на восток). В пределах первой системы разломов известны дайки и более древнего, среднепалеозой-

ского возраста. Каждая зона состоит из нескольких даек, располагающихся по отношению друг к другу параллельно, кулисообразно или цепочкой. Дайки обычно хорошо прослеживаются на местности в виде невысоких гряд. Залегание их наклонное и вертикальное, простирание северо-восточное.

Дайки пронизывают породы кембрия, ордовика, нижнего силура и нижней юры. Обычно они выполняют трещины, по которым не отмечается тектонических нарушений, лишь в отдельных местах наблюдаются задиры слоев вмещающих отложений. Протяженность даек обычно незначительная, но иногда они прослеживаются с перерывами на десятки километров. Мощность даек по простиранию не всегда выдерживается и обычно колеблется от 10—15 до 30—40 м, а местами от первых до 60 м.

По составу и структурным особенностям среди дайковых пород выделяются долериты, оливиновые долериты, долеритовые порфириты и кварцевые долериты. Породы частично изменены. Они имеют темно-серый до черного цвет, участками на свежем изломе с зеленоватым оттенком, разбиты вертикальными и горизонтальными трещинами. Последнее обуславливает развитие столбчатой отдельности, реже наблюдается шаровая отдельность. Наиболее распространенные породы сложены плагиоклазом (50—70%), моноклинным пироксеном (30—40%) и рудными минералами (5—10%). Структура их офитовая и пойкилоофитовая.

Характер контактовых изменений во вмещающих породах зависит от состава последних. В известняках и доломитах большое значение приобретают процессы метасоматоза, приводящие к образованию скарнов, состоящих в основном из карбонатно-железистых силикатов. Изменение песчаников проявляется в перекристаллизации, ороговикования и интенсивном обогащении железом. В ряде пунктов наблюдалось в приконтактных породах повышенное количество гематита и магнетита. Мощность экзоконтактной зоны обычно не превышает 3—5 м, хотя местами она и больше.

Возраст описанных магматических пород определяется по их взаимоотношениям с вмещающими отложениями. Нижний возрастной предел устанавливается на основании прорыва дайками отложений нижнего силура. Верхняя возрастная граница определяется менее четко. Первые данные на этот счет были получены в 1956 г., когда при проведении геологической съемки в пределах северного склона Алданской антеклизы Я. Г. Лифицем был установлен метаморфизм песчаников нижней юры в экзоконтакте трапповой дайки, а на платформенном крыле Березовской впадины, на антиклинали Кенели, А. И. Ушаков наблюдал пересечение дайкой сброса, смещающего нижнеюрские отложения. Горячие контакты даек с нижнеюрскими отложениями неоднократно отмечали Н. Г. Ширинкин и Қ. И. Малков в 1957—1960 гг. Вблизи одного из таких контактов во вмещающей толще С. С. Оксманом обнаружен спорово-пыльцевой комплекс рэт-лейасового возраста.

Формирование даек, вероятно, происходило на отдельных этапах намеченного широкого диапазона — от среднего палеозоя до мезозоя. Однако более обширных материалов для детального возрастного разделения даек северного склона Алданской антеклизы и платформенного крыла Березовской впадины в настоящее время не имеется.

### ВИЛЮЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА

Незначительные следы магматической деятельности мезозойского возраста известны лишь в двух точках Вилюйской синеклизы. Из разреза Намской опорной скважины А. Г. Коссовской (Коссовская и др.,

1960) был описан пласт мощностью 4 м туфогенных пород, содержащих обломки гранодиоритового состава, а В. В. Забалуевым (1963 г.) была выявлена в нижнем течении р. Сетте, на борту Лунхинской впадины, 15-метровая толща алевролитистого, слабо известковистого витрокластического туффита со скудным глинисто-хлоритовым цементом. Последние находки приурочены к нижнемеловым отложениям.

### ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ВЕРХОЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

На рассматриваемой территории наиболее активно мезозойский магматизм проявился на южной площади и в весьма ограниченных масштабах на севере.

В Северном Верхоянье продукты магматической деятельности представлены лишь гидротермальными кварцевыми жилами.

В распределении кварцевых, нередко хрусталеносных жил выявляется некоторая закономерность. В общем они приурочены к разломам сводовой части Верхоянского мегантиклинория. Кроме того, ими слагаются отдельные жилы и жильные поля в песчаниках и диабазовых участках флексурных перегибов слоев. Как правило, проникновение гидротермальных растворов и образование хрусталеносных жил происходило по поперечным трещинам отрыва, а экраном служили менее компетентные глинистые породы.

Мощность кварцевых жил с горным хрусталем обычно равна 0,5—2,5 м, иногда до 7—15 м; протяженность от первых десятков до сотен метров. Морфология их сложная — это плиткообразные и линзовидные тела, реже ветвящиеся жилы и штокверкообразные зоны. Текстура кварца монолитная, шестоватая, друзовая.

Кроме мономинеральных кварцевых жил встречаются и карбонатно-кварцевые, где кальцитом выполнены пустоты в кварце, реже отдельные прожилки. Количество карбоната в них не превышает 30%. Кристаллы горного хрусталя встречаются в полостях, причем наиболее широко распространены остаточные полости и полости тектонического происхождения, реже встречаются полости растворения. Средний размер кристаллов 3—10 см в длину и 2—5 см в поперечнике.

На основании изучения кристаллов горного хрусталя установлено, что температуры образования кварцевых жил колеблются в пределах 200—600°, а горного хрусталя 65—300°. Источником гидротермальных растворов, образовавших кварцевые жилы, возможно, являются не вскрытые эрозией интрузии гранитоидов мелового возраста, наличие которых в пределах района предполагается по геофизическим данным.

В южной половине Верхоянского мегантиклинория магматические образования мезозойского возраста широкого развития не имеют. Отдельные выходы их известны только на восточном крыле мегантиклинория среди верхнепалеозойских и мезозойских отложений. Наиболее крупным является Эчийский гранитоидный массив, расположенный в верховьях р. Эчий. С ним пространственно связаны несколько мелких штоков, являющихся, вероятно, его апикальными выступами, а также серии даек аплитов, кварцевых порфиров и гранодиорит-порфиров. На значительном удалении от Эчийского массива установлены небольшие штоки кварцевых порфиров (Эндыбальский и Кыс-Кельский в бассейне р. Аркачан) и Эми-Хайский массив диоритовых порфиритов на левобережье р. Дулгалах.

Эчийский массив в плане имеет вид эллипса, вытянутого в северо-восточном направлении; на северо-западной и южной его окраинах наблюдаются мелкие штоки гранитоидов, объединяемые с массивом одним общим полем метаморфизованных пород. Площадь массива 150 км<sup>2</sup>.

В Эчийской интрузии преобладают массивные среднезернистые биотитовые гранодиориты светло-серого и розоватого цвета, вдоль ее юго-восточного контакта выделяется полоса средне- и мелкозернистых порфиroidных гранодиоритов. Для массивных гранодиоритов характерна гипидиоморфнозернистая, реже паналлотриоморфнозернистая структура. Главными пороодообразующими минералами являются плагиоклаз (олигоклаз-альбит и андезин), кварц и биотит; аксессуарные минералы представлены цирконом, рутилом, апатитом и ортитом; из вторичных присутствуют хлорит, серицит и кальцит. Порфиroidным гранодиоритам присуща порфиroidная структура, обусловленная выделениями крупных (1—1,5 см) вкрапленников плагиоклаза, реже кварца. Структура основной массы — гранитная панидиоморфнозернистая, участками аплитовая. Основная масса сложена зональным плагиоклазом, кварцем и биотитом, реже встречаются микроклин, моноклинный пироксен (диопсид?), роговая обманка; вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, кальцитом и эпидотом.

По данным П. А. Трохачева, пространственно и генетически с гранодиоритами Эчийского массива связаны многочисленные дайки аплитов, кварцевых порфиритов и различные гидротермальные проявления с сульфидно-касситеритовой минерализацией.

Эндыбальский и Кыс-Кельский штоки сложены темно-серыми мелкозернистыми кварцевыми порфирами. Вкрапленники размером 3—8 мм представлены идиоморфным плагиоклазом (олигоклазом) и кварцем. Основная масса характеризуется аллотриоморфнозернистой структурой и состоит из плагиоклаза, кварца и биотита. Площадь выхода на дневную поверхность каждого штока не превышает 3 км<sup>2</sup>. Пространственно к этим штокам тяготеют полиметаллические гидротермальные проявления.

Эми-Хайский массив представляет собой серию сближенных даек биотитовых диоритовых порфиритов субширотного простирания. Диоритовые порфириты буровато- или зеленовато-серые, неравномернозернистые, порфиroidные. Вкрапленники сложены зональным плагиоклазом (во внутренней части андезином № 38—42, по периферии — олигоклаз-андезином № 28), кварцем и биотитом. Основная масса состоит из плагиоклаза, биотита и кварца; из вторичных минералов широко развиты хлорит и эпидот; аксессуарные представлены ортитом, апатитом, сфеном и цирконом. Площадь Эми-Хайского массива, оконтурированная по развалам, не превышает 1 км<sup>2</sup>. В экзоконтактовой зоне вблизи массива среди ороговикованных песчаников изредка встречаются кварц-турмалиновые жилы с касситеритом.

Вмещающие осадочные породы около интрузивов несут отчетливые следы контактового метаморфизма, преимущественно ороговикования. Наиболее интенсивно оно выражено вокруг Эчийского массива, где, по данным П. А. Трохачева, возможно выделить по мере удаления от контактов три зоны метаморфизованных пород: андалузит-кварц-слюдистых и кордиерит-слюдистых роговиков, мелкопятнистых кордиеритовых сланцев и ороговикованных песчаников, слабо ороговикованных сланцев и песчаников. Общая ширина контактового ореола достигает 1—1,5 км.

В пределах осевой части мегантиклинория широко распространены кварцевые и кварц-карбонатные секущие и пластовые жилы, не имеющие видимой пространственной связи с магматическими образованиями. Обычно эти жилы несут полиметаллическую минерализацию; часть их является хрусталеносными.

Для описанных гранитоидов принимается условно раннемеловой возраст по аналогии с гранитоидами Янского мегасинклинория, а также по ряду косвенных признаков. К числу последних относится несогласное

положение интрузивов по отношению к складчатым структурам ранне-меловой эпохи. Определения абсолютного возраста гранодиоритов Эчийского массива показали 110 млн. лет.

На Сетте-Дабане к мезозойскому циклу предположительно могут быть отнесены многочисленные дайки, протягивающиеся вдоль Томпурского разлома и прорывающие отложения верхнего протерозоя, кембрия и ордовика. На отдельных участках этой полосы в интервале 1 км наблюдается до 20 даек. В составе дайковых пород Т. С. Кирусенко в 1962 г. были описаны долериты из района на правом берегу р. Сытога. Свежий облик этих пород, приуроченность полосы даек к Томпурскому надвигу и отсутствие подобных пород в составе конгломератов укугутской свиты нижней юры позволяют предполагать поздне-мезозойский возраст для всех или для части перечисленных интрузий. Породы плотные, от мелко- до среднезернистых, с преобладающей долеритовой структурой. Состоят они из плагиоклаза и пироксена, редко встречается роговая обманка, присутствуют кварц, оливин, ильменит, титаномагнетит, пирит, биотит. Породы часто изменены, вторичные минералы представлены уралитом, серицитом, эпидотом, цоизитом, альбитом, кварцем, карбонатом и монтмориллонитом.

На контактах наблюдаются задиры и мелкая складчатость вмещающих пород. Ширина зоны контактового метаморфизма обычно составляет 1—2 м, иногда достигает 20 м. Известняки на контактах подвергаются мраморизации и пиритизации, иногда доломитизации. Песчаники превращаются в кварцитоподобные породы, а известково-глинистые породы подвергаются доломитизации, хлоритизации и пиритизации.

Более широко распространены эффузивные и интрузивные образования мезозойского возраста в Южно-Верхоянском синклинории. Здесь эффузивами образована мощная толща, в составе которой выделяются четыре свиты: авлинская, дюстачанская, нитканская и когарская. Терригенные отложения верхоянского комплекса и эффузивная толща прорываются и метаморфизируются рядом интрузивов гранитоидного состава.

Следует отметить, что на территории Южно-Верхоянского синклинории до настоящего времени не установлено, что интрузии прорываются эффузивной толщей. Здесь наиболее древними среди поздне-мезозойских интрузивных образований являются Верхне-Эмкырчанский и Верхне-Аллахский субвулканические комплексы, исследованные Н. В. Ичетовкиным в 1960 г.

Верхне-Эмкырчанский субвулканический комплекс, сложенный гранит-порфирами и субинтрузивными липаритами, занимает площадь около 800 км<sup>2</sup> в бассейнах рек Винто-Халыя, Авлия, Тыры и Эмкырчан. По возрасту образования этого комплекса соответствуют последним этапам формирования дюстачанской свиты нижнего мела, с которой они тесно пространственно ассоциируют, обычно метаморфизируя ее.

Гранит-порфиры верхнеэмкырчанского типа представляют собой крупнопорфировую породу, в которой среди зеленовато-серой основной массы распределены крупные светлые вкрапленники плагиоклаза (чаще альбит, 20% объема породы), калинатовых полевых шпатов (13%) и кварца (7%). Основная масса имеет микроаллотриоморфнозернистую структуру с отклонениями к микрогранитовой или микрогранулитовой. Она состоит из кварца (около 20% ее объема) и щелочных полевых шпатов. В свежих зернах плагиоклаз представлен андезином № 37—43. Субинтрузивные липариты аналогичны экструзивным телам дюстачанской свиты и тесно связаны с ними генетически.

Верхнеаллахские субвулканические образования близки по возрасту и структурному положению верхнеэмкырчанским. Вероятно, все

они представляют корневую систему нижнемеловых эффузивов. Верхне-Аллахский субвулкан расположен на восточном крыле Эмкырчанской синклинали и характеризуется сложным многофазным строением. Он прорывает осадочные породы верхоянского комплекса и эффузивы эвлинской и достачанской свит. Абсолютный возраст массива, определенный кали-аргоновым методом, равен 128 млн. лет (определение Л. Н. Фирсова, Магадан). Субвулкан сложен в основном кварцевыми монцонит-порфирами и порфиroidными гранодиоритами, представляющими собой две последовательные фазы внедрения. В более поздние стадии магматического процесса по периферии произошло внедрение самостоятельных интрузий аляскитовых и субщелочных гранитов. Общая площадь массива достигает 700 км<sup>2</sup>.

Большая часть массива сложена кварцевыми монцонит-порфирами. Это крупнопорфировые породы с микрогранитовой, микроаллотриоморфной и микрофельзитовой основной массой, состоящей из щелочных полевых шпатов и кварца, к которым примешиваются биотит и редкие зерна пироксенов. Основная масса и вкрапленники развиты примерно в равных количествах, но при приближении к эндоконтактной зоне массива основная масса начинает доминировать, достигая в апикальных его частях почти 80% от общего состава породы. Вкрапленники представлены плагиоклазом (в среднем около 30%), анортоклазом (7,5%), моноклинным и ромбическим пироксеном и амфиболом (в сумме обычно не выше 5%), кварцем (3—5%) и редкими зернами биотита. Акцессорные минералы—ильменит, пирит, пирротин, циркон, апатит и эпидот. Особенностью описываемых пород является необычная ассоциация минералов-вкрапленников, имеются резко зональные плагиоклазы, в отдельных зернах которых состав изменяется от битовнита № 85 в ядре до олигоклаза № 28 на периферии. Повсеместно отмечается катаклиз вкрапленников.

Глубинными аналогами кварцевых монцонит-порфиров Верхне-Аллахского субвулкана являются, вероятно, тоналиты Дегелькич-Гуолондьянского междуречья, которые слагают ряд некрупных штоков, вытянутых в субширотном направлении. Тоналиты представляют собой зеленовато-серые порфиroidные, реже равномернозернистые породы гипидиоморфнозернистой, иногда субофитовой структуры. Состоят они из основного андезина (64%), кварца (11%) и микроклина (6%). Остальные 19% приходятся на темноцветные и сопровождающие их постериорные минералы, причем биотит и роговая обманка находятся приблизительно в равном количестве, в сумме составляя около 15% породы. Монцонитовый облик описываемых пород подчеркивается идиоморфизмом достаточно основного плагиоклаза относительно калинатрового полевого шпата и наличием в их составе наряду с последним кварца и биотита, амфиболов и пироксенов (моноклинного и ромбического). К этой же группе пород, вероятно, относятся и кварцевые диориты Верхне-Хандыгского массива.

Гранодиориты и граниты занимают доминирующее положение среди всех других интрузивов на территории Южно-Верхоянского синклинория как по количеству отдельных массивов, так и по занимаемой ими площади. В сложении массивов участвуют породы от монцонит-гранодиоритов и плагиогранит-трондьемитов до типичных гранитов. Характерной особенностью большинства этих пород является своеобразный облик, сходный с монцонитами. Гранитоиды такого типа наиболее широко развиты на юге Южно-Верхоянского синклинория, где слагают многочисленные довольно крупные массивы. Гранодиориты (и монцонит-гранодиориты), как отмечал С. В. Домохотов (1961), преобладают над другими породами.

Для описываемых гранитоидов характерна возрастная последовательность от гранодиоритов к гранитам, аляскитам и аплитовидным щелочным гранитам. Примером подобных интрузивов является Тарбоганнахский массив, исследованный Н. В. Голоперовым в 1962 г., где в возрастной последовательности от древних к молодым выделяются гранодиориты, среднезернистые биотитовые граниты и мелкозернистые биотитовые граниты, а завершают процесс формирования массива дайки гранит-порфиоров.

Гранодиориты Тарбоганнахского массива по составу и особенностям структуры близки к монцонит-гранодиоритам Сихотэ-Алиня. Они состоят из плагиоклаза (48,7%), калинатрового полевого шпата (13,2%), кварца (13,2%), биотита (11,5%), амфибола (12,7%). Приведенные цифры не вполне точно отражают истинный состав пород, так как для последних характерны непостоянные отношения темноцветных компонентов и значительные вариации между лейкократовыми составляющими, особенно по содержанию кварца, количество которого изменяется от 10 до 21%. Состав плагиоклаза изменяется от андезина № 38—40 (в среднем) до олигоклаза и альбит-олигоклаза во внешних зонах зональных двойников. Структура пород гипидиоморфная, но с частыми отклонениями к монцонитовой.

Средне- и мелкозернистые граниты различаются лишь особенностями структуры, имея сходный минеральный состав: плагиоклаз (40—58%), калинатровый полевой шпат (9—23%), кварц (20—35%), биотит (5—7%), сфен, апатит, циркон и продукты вторичного изменения минералов. Описываемые породы близки к плагиоклазовым разностям гранитоидов, приближаясь в отдельных случаях к трондjemитам, что также подчеркивается присутствием ненормально основных (андезин № 30—42), часто зональных плагиоклазов, обычно не характерных для типичных гранитов.

Гранитоиды подобного типа широко распространены в местах развития образований эффузивной серии, прорывают и метаморфизуют ее нижние свиты, возраст их не древнее конца раннего мела.

Как вышеописанные интрузии, так и вулканогенно-осадочная толща прорываются довольно многочисленными, но обычно небольшими массивами аляскитов и аляскитовых гранитов, секущихся в свою очередь субщелочными мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами. Аляскиты состоят из ортоклаза (48—57%), альбита (14—18%), кварца (36—22%), биотита, роговой обманки, ортита, апатита, циркона, флюорита, монацита, магнетита и продуктов изменения первичных минералов.

Дайковые породы Южно-Верхоянского синклинория весьма разнообразны по составу, положению и возрасту. Наиболее древние из них («догранитные») представлены трещинными интрузиями габбро-порфиритов, андезито-базальтов, спессартитов, мелкозернистых диоритов и диоритовых порфиритов. Среди «внутригранитных» даек, распространяющихся тяготеющих к выходам плутонических тел гранитоидов, выделяются многочисленные представители различных порфиоров и порфиритов, преимущественно среднего ряда, дацитов и лампрофиоров. В пределах этой группы даек Д. А. Дорофеевым в районе Дыбинского гранодиоритового массива выделяются дайки двух этапов.

Дайки первого этапа, сложенные аплитами, пегматитами и микрогранодиоритами, обнаруживают тесную генетическую связь с Дыбинским массивом, не выходя за пределы его экзоконтактной зоны. Дайки второго этапа представлены (в возрастной последовательности) керсантитами, плагиопорфирами, диоритовыми порфиритами ранней фазы, кварцевыми порфирами и диоритовыми порфиритами поздней фазы.

Особое место занимают дайки диоритовых порфиритов, ранние из которых являются дорудными и пересекаются полиметаллическими жилами, а поздние (второй генерации) — внутриминерализационными. Почти все «внутригранитные» дайки находятся в несомненной связи с плутоническими телами гранитоидов, однако характер этой связи далеко не всегда устанавливается достаточно четко. Из числа молодых даек следует выделить трещинные интрузии «сферолитовых» кварцевых порфиров, выдержанных по мощности на больших расстояниях, обычно согласных с простираем основных складчатых структур и являющихся, по мнению ряда исследователей (В. Т. Матвеев, Е. Т. Шаталов, С. В. Домохотов), корневой системой верхнемеловых эффузивов.

Плутонические массивы гранитоидов оказывают активное метаморфическое воздействие на вмещающие породы. ореол контактового изменения пород вокруг Тарбоганнахского массива гранитоидов достигает ширины 4 км. В его пределах отмечаются зоны инъекционных гнейсов, кордиерит-андалузитовых роговиков и биотитовых роговиков и биотизированных пород. Не менее значительные изменения вмещающих пород отмечаются на контактах аляскитовых массивов, вблизи которых имеются мигматитоподобные образования и кордиеритовые роговики. Экструзивные тела и эффузивные покровы обычно оказывают слабое метаморфизирующее воздействие на подстилающие и вмещающие породы, которое выражается в появлении маломощных зон окремнения и биотитизации. Дайки почти совсем не изменяют вмещающие породы, лишь около наиболее крупных из них отмечаются незначительные по мощности зоны закалки.

Гранитоиды характеризуются резкой пересыщенностью глиноземом, преобладанием железа над магнием, нормальной известковистостью и примерно равным соотношением  $K_2O$  и  $Na_2O$ .

В составе вулканогенно-осадочной толщи выделяются, как отмечалось выше, четыре свиты.

Авлиинская свита сложена андезитами, андезито-дацитами, дацитами и их туфами с преимущественным развитием лав андезитового состава. Среди последних выделяются гиперстеновые и авгитовые разновидности. Андезиты имеют обычно порфировое строение с гиалопилитовой структурой основной массы, во вкрапленниках преобладает плагиоклаз. В меньших количествах встречаются гиперстен или авгит, или и тот и другой вместе. Основная масса состоит из стекла, лейст плагиоклаза, тонковолокнистого амфибола и рудного вещества. Количество вкрапленников редко превышает 15% всей массы породы. Состав плагиоклаза вкрапленников меняется от основного андезина до лабрадора. Туфы весьма пестры по составу и сложены обломками андезитов, вулканического стекла, зерен плагиоклаза и пироксена, а также обломками известняков и песчаников, сцементированных шепловым материалом. Туфоловабрекчии имеют приблизительно такой же состав, но отличаются размерами составляющих обломков. Как и конгломераты, они залегают обычно в основании свиты. Дациты, пользующиеся подчиненным развитием среди описываемых отложений, во вкрапленниках содержат плагиоклаз, значительно реже пироксен, к которому обычно прибавляется амфибол и редко кварц. Преобладающая окраска пород свиты серовато-зеленая. Эффузивы характеризуются плитчатой и брусчатой отдельностью.

В составе дюстачанской свиты широко развиты светло-серые липариты, нередко образующие экструзивные тела, которые местами постепенно переходят в лавы и имеют рвущие контакты с вмещающими липаритами той же свиты.



Липариты лавовых потоков обычно близки фельзитовым разностям. Среди них отмечаются гиалолипариты с витрофировой основной массой и порфиоровыми выделениями корродированных зерен кварца, калинатрового полевого шпата и кислого плагиоклаза, а также невадитовые порфиры с вкрапленниками того же состава, составляющими до 70% общего объема породы и погруженными в основную массу со следами течения. Экструзивные разности липаритов имеют порфиоровое сложение с микроаллотриоморфнозернистой или микрогранитовой структурой основной массы, причем вкрапленники и основная масса присутствуют приблизительно в равных количествах. Во вкрапленниках помимо кварца и полевых шпатов отмечаются пироксен и биотит. В описываемых породах часто развита столбчатая отдельность. Туфы, преимущественно кислого состава, встречаются в явно подчиненных количествах.

Нитканская свита резко отлична от вышеописанных эффузивных образований пестрой окраской и преимущественным развитием кислых туфов с подчиненными липаритами, витрофирами и липарит-дацитами. Среди туфов присутствуют черные, лиловые, красно-бурые, серо-зеленые и коричневые разности с литокристаллической, псефито-псаммитовой и сферолитовой структурами. Цементирующая масса обычно пепловая. Кластический материал представлен калинатровыми полевыми шпатами, плагиоклазом, кварцем, реже пироксеном, биотитом, цирконом и иногда стеклом. Форма обломков остроугольная. Пепловые частицы нередко спаяны бурой стеклом.

Когарская свита по составу как бы повторяет разрез трех предыдущих свит. Начинается она зелено-серыми андезитами и андезит-дацитами. Существенную роль играют дациты и риолитовые порфиры. Все эти породы обычно порфиоровые, с приблизительно равными количествами вкрапленников и основной массы, и нередко связаны между собой постепенными переходами с общей тенденцией к раскислению в стратиграфической последовательности снизу вверх. Иногда породы андезитового облика, наряду с вкрапленниками пироксена и достаточно основного плагиоклаза, содержат также изометричные зерна кварца. Верхняя часть когарской свиты сложена светлыми биотитовыми липаритами и липарит-дацитами. Заканчивается разрез разнообразными кислыми туфами, близкими по составу туфам нитканской свиты. Общий облик пород когарской свиты заметно более свежий, нежели у их аналогов из других свит эффузивной толщи.

Накопленные к настоящему времени сведения по геологии вышеописанной эффузивной серии позволяют сделать вывод об ее последовательном и непрерывном, в крупном плане, развитии. В этой связи резкое отграничение верхнемелового вулканизма от более ранних его проявлений в пределах серии в какой-то степени условно.

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Магматические образования Западной Якутии свидетельствуют об исключительной длительности магматической деятельности на рассматриваемой территории — от раннего архея до позднего мела включительно. Выделяются семь циклов магматизма. Однако следует отметить условность выделения архейского и раннепротерозойского циклов, так как они не сопоставимы с более поздними циклами как по масштабам, так и по продолжительности. Несомненно, что в будущем они будут разделены на целый ряд самостоятельных циклов.

В архейском цикле намечается не менее пяти этапов магматической деятельности. Широкое развитие на Анабарском поднятии гранодиоритов и граносиенитов позволяет выделить гранодиоритовую формацию в ряде батолитовых гранитных формаций (по Ю. А. Кузнецову), являющуюся конечным результатом развития магматизма в архее.

Раннепротерозойский цикл магматизма наиболее полно представлен на территории Оленекского поднятия. Здесь могут быть выделены четыре фазы магматической деятельности. Две из них являются до складчатыми: первая — внедрение силлов метадиабазов, вторая — внедрение даек кварцевых порфиров. Две последующие фазы совпадали с этапом основной складчатости. В первую из них формировались тела кварцевых габбро-диабазов и кварцевых диоритов, а во вторую — гранитов и пегматитов. В результате раннепротерозойского цикла магматизма в пределах Оленекского поднятия была образована диорит-гранодиоритовая формация орогенного ряда (кварцевые габбро-диабазы, кварцевые диориты и порфировидные граниты).

Для позднепротерозойского цикла возможно выделение из территории Анабарской антеклизы, где магматические породы этого возраста наиболее изучены, не менее трех фаз. В первую фазу накапливалась эффузивно-осадочная толща унгуохтахской свиты Уджинского поднятия, во вторую — силлы диабазов Оленекского поднятия, в третью — силлы долеритов и туфы этого же поднятия. Как отмечалось, долериты и туфы обнаруживают тесную связь. В то же время наличие в туфах обломков долеритов дает основание считать, что третья фаза состояла из двух подфаз, в первую из которых преобладала интрузивная деятельность, а во вторую — эффузивная. Возможно даже, что это были и самостоятельные фазы. Верхнепротерозойские магматические породы Анабарской антеклизы должны быть отнесены, согласно классификации Ю. А. Кузнецова, к трапповой формации древних платформ. Одновозрастные им образования Хараулахского поднятия, Сетте-Дабанского горст-антиклинория и Уринского антиклинория мы относим к диабазовой формации спилит-диабазового формационного ряда на основании их приуроченности к мощным осадочным толщам геосинклинального типа при интенсивном изменении изверженных пород.

Внутри раннепалеозойского цикла можно наметить четыре фазы магматической деятельности. Первая фаза приурочена к началу алданского века, когда произошло формирование силлов и покровов Хараулахского поднятия. Вторая и третья фазы проявились в начале ленского века и в конце раннекембрийской эпохи — среднекембрийской эпохе, когда сформировались пластовые приповерхностные интрузии Прибайкальского краевого прогиба. К четвертой фазе, приходящейся на границу кембрийского и ордовикского периодов или на начало ордовикского периода, относится формирование щелочных интрузий Уджинского поднятия. В течение раннепалеозойского цикла формировались магматические комплексы трех формационных типов: траппового (Прибайкальский прогиб), спилит-диабазового (Хараулахское поднятие) и центральных интрузий щелочных пород (Уджинское поднятие).

Среднепалеозойский магматический цикл, несомненно, состоял из значительного количества фаз, однако имеющихся в настоящее время данных недостаточно для их выделения. В течение этого цикла формировались магматические комплексы трех формационных типов: траппового (восточная часть Тунгусской синеклизы, Ангаро-Виллюйский прогиб, обрамление Виллюйской синеклизы и склоны Анабарской антеклизы), кимберлитового (Мало-Ботуобинский, Далдыно-Алакитский и Верхне-Мунский районы) и спилит-диабазового (Верхоянская складчатая зона).

В позднепалеозойском — раннемезозойском цикле В. Л. Масайтис для бассейна верхнего течения р. Вилюй устанавливает четыре фазы: дотуфовую, туфовую и интрузивную, лавовую и послелавовую. Но, как отмечалось выше, лавы в пределах рассматриваемой территории не установлены. В связи с этим выделение здесь всех намеченных В. Л. Масайтисом магматических фаз затруднено. В этом цикле, как и в предыдущем, продолжалось накопление магматических комплексов трех формационных типов: траппового, кимберлитового и спилит-диабазового.

В заключительном, мезозойском (средне-позднемезозойском), магматическом цикле выделение отдельных фаз из-за недостатка фактического материала пока не представляется возможным. В этом цикле на территории платформенной части Якутии продолжалось формирование магматических комплексов кимберлитового и траппового типов, а в Южно-Верхоянском синклинии последовательно формировались эффузивный комплекс базальт-андезит-липаритового ряда и комплекс субвулканических гранитов.

Первые два магматических цикла, архейский и раннепротерозойский, относятся ко времени становления фундамента Сибирской платформы, последующие отражают развитие платформы и прилегающих складчатых областей. В распределении магматических комплексов позднепротерозойского — мезозойского циклов намечаются определенные структурные связи.

Породы трапповой формации приурочены преимущественно к погружающимся участкам платформы (Тунгусская синеклиза, обрамление Вилюйской синеклизы, Ангаро-Вилюйский прогиб, Прибайкальский прогиб, склоны Анабарской антеклизы). Лишь в последние, позднепалеозойский — раннемезозойский и мезозойский (средне-позднемезозойский), циклы известны проявления траппового магматизма и на относительно приподнятых площадях, хотя и прилегающих к районам погружения (юго-западный склон Анабарской антеклизы, прилегающий к Тунгусской синеклизе; Оленекское поднятие, окаймленное Верхоянской геосинклиналью; северный склон Алданской антеклизы, прилегающий к Вилюйской синеклизе). В расположении кимберлитовых тел установлена четкая приуроченность к зонам длительно развивавшихся глубоких расколов кристаллического фундамента платформы.

Щелочные и щелочно-ультраосновные интрузии Уджинского поднятия и южной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория расположены в пределах глубоких прогибов.

Спилит-диабазовые формации накапливались в глубоких прогибах Верхоянской складчатой зоны. Лишь формации Хараулахского поднятия образовались, судя по составу и мощностям вмещающих осадочных толщ, в платформенных условиях, в пределах той части древней Сибирской платформы, которая в последующем была переработана и вошла в состав Верхоянской складчатой зоны.

Позднемезозойские магматические комплексы Верхоянской складчатой зоны приурочены к участкам замкнувшейся геосинклинали и проявились в период смены знака движения.

Рассматривая формации основного состава, следует отметить, что наиболее мощные проявления разнофациального базальтового вулканизма происходили в пермо-триасовую эпоху, что явилось закономерным следствием направленного развития крупных платформенных структур и активизации тектонического режима Сибирской платформы. Для траппов этого возраста характерно значительное разнообразие состава, обусловленное сравнительно широким проявлением процессов магматической и кристаллизационной дифференциации на месте застывания пород. Наиболее четкая дифференциация характерна для интрузивных

тел. Среди них выделяются недифференцированные, слабо дифференцированные и дифференцированные интрузии. Они слагаются породами нормального (долериты, оливиновые долериты, анортитовые долериты, троктолитовые долериты, долерит-пегматиты и др.) и субщелочного (субщелочные долериты, габбро-гешениты, трахиандезиты и др.) рядов. Соответственно довольно разнообразен и химический состав траппов. Надо заметить, что малодоказательным является выделение среди них отдельных интрузивных комплексов (катангского, алювского, курейского и др.) и установление трех фаз внедрения трапповых интрузий.

Для более древней среднепалеозойской трапповой формации, развитой в пределах Анабарской антеклизы и по восточному борту Тунгусской синеклизы, характерна меньшая степень дифференциации базальтового расплава. Преимущественным развитием пользуются траппы нормального ряда, а субщелочные дифференциаты отмечаются редко.

Породы всех других трапповых формаций представлены исключительно интрузивной фацией, характеризующейся практически отсутствием явлений дифференциации пород нормального ряда. Это дайки и силлы долеритов и оливиновых долеритов, реже кварцсодержащих разновидностей. В настоящем разделе работы приводятся довольно убедительные данные о воздействии трапповых интрузий на вмещающие нижнеюрские песчаники на северном склоне Алданской антеклизы, однако до сих пор некоторыми исследователями наличие позднемезозойских траппов отрицается.

Что касается интрузивов щелочных пород, известных в пределах Уджинского поднятия и Юдомо-Майского прогиба в зоне его перехода к Сетте-Дабанскому и горст-антиклинорию, то приуроченность их к площади развития карбонатных отложений и принадлежность к ийолит-мельтейгитовому ряду указывают на наиболее вероятное их происхождение в результате ассимиляции известняков (по Р. Дэли).

Кимберлиты в силу специфики их петрографии, минералогии, формы залегания, генезиса и ряда других отличий от остальных порфировых ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород выделяются в самостоятельную формацию.

Постоянное присутствие пиропов в алмазоносных кимберлитах, наличие неалмазоносных разновидностей пород с большим содержанием пироба и экспериментальные данные, свидетельствующие о кристаллизации алмаза при существенно более высоких давлениях, по сравнению с пиропом, позволили разделить кимберлиты по генезису на группы пород алмазной и пироповой субфаций кимберлитовой фации ультраосновного вулканизма. Установлено, что кимберлиты, сформировавшиеся в различных фациальных условиях, отличаются разной степенью алмазоносности, морфологией и средними весами кристаллов алмаза, петрографическими и петрохимическими особенностями, формой залегания, размерами диатрем и некоторыми другими признаками. В связи с сильной измененностью подавляющей части кимберлитов постмагматическими процессами при исследованиях первичных особенностей химизма этих пород, как уже указывалось, можно использовать только те элементы, содержание которых при вторичных процессах остается практически постоянным. Такими элементами являются железо, титан, хром, алюминий, отчасти калий и натрий, а также цирконий и некоторые другие.

Районы развития кимберлитов алмазной субфации (Мало-Ботубинский, Далдыно-Алакитский, Верхне-Мунский) характеризуются высокой средневзвешенной алмазоносностью пород. Кимберлиты залегают почти исключительно в виде трубчатых тел, средняя площадь которых в плане больше, чем в остальных районах. Разновидности базальтоид-

ного типа составляют 70—90% общего количества кимберлитов. Средне-взвешенные содержания железа, титана, алюминия, калия и натрия меньше, чем в породах других районов. Значительная, иногда большая, часть кристаллов алмаза имеет октаэдрический габитус.

В районах совместного нахождения кимберлитов алмазной и пироповой субфаций (Средне-Оленекский, Куонамкский) по сравнению с районами развития кимберлитов только алмазной субфации резко падает алмазность пород и количество октаэдрических кристаллов алмаза, уменьшается средняя величина диаметра, убывает доля кимберлитов базальтоидного типа. Одновременно наблюдается возрастание количества слюдяных разновидностей пород, повышение содержания Fe, Ti, Al, K, Na и увеличение среднего веса кристаллов алмаза. Кимберлиты в этих полях нередко ассоциируют с коагматическими им порфировыми ультраосновными породами типа пикритовых порфиритов, причем и те и другие на современном уровне эрозионного среза слагают не только трубчатые тела, но и дайки.

В районах развития кимберлитов пироповой субфации (Нижне-Оленекский и некоторые другие на юге платформы) кимберлиты постоянно сопровождаются коагматическими порфировыми ультраосновными породами. Наряду с трубками взрыва широко распространены дайки, диаметры мелкие. Кимберлиты и коагматические им породы представлены в основном разновидностями слюдяного типа. Указанные отличия комплексов пород в районах развития кимберлитов пироповой субфации по сравнению с кимберлитами алмазной субфации обусловлены главным образом пониженным давлением в магматическом очаге и меньшей скоростью подъема расплава.

В пространственном распределении кимберлитов, сформировавшихся при различных условиях, выявляется определенная закономерность. В центральной части провинции распространены кимберлиты алмазной субфации. Вокруг них размещаются районы совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций, а в периферийных зонах алмазносной провинции находятся кимберлиты пироповой субфации и коагматические им порфировые ультраосновные породы типа пикритовых порфиритов.

Не только местоположение, но и время формирования кимберлитов было различным. Так, в районах развития кимберлитов алмазной субфации ультраосновной вулканизм проявился значительно раньше ( $D_3-C_1$ ), чем в районах распространения кимберлитов пироповой субфации (Сг). В районах совместного нахождения кимберлитов алмазной и пироповой субфаций ультраосновной вулканизм по времени проявления занимает промежуточное положение между начальным и конечным этапами цикла кимберлитобразования соответствующей провинции.

С магматическими комплексами Западной Якутии связан целый ряд проявлений и месторождений полезных ископаемых.

Магматическая деятельность, проявившаяся в архее в пределах Анабарской антеклизы, обусловила формирование пластовых и реже секущих тел гранитоидов, с которыми связаны проявления золотоносности. Позднее появились пегматитовые жилы, заключающие местами скопления мусковита.

К позднепротерозойским щелочным и ультраосновным интрузиям Юдомо-Майского прогиба приурочено редкометальное оруденение.

С раннепалеозойскими траппами Прибайкальского краевого прогиба тесную связь обнаруживают установленные в последние годы россыпи магнетита и ильменита.

Довольно разнообразный комплекс полезных ископаемых образовался в среднем палеозое. В среднем течении р. Лена установлен ряд небольших рудопроявлений и месторождений магнетитовых руд в долерит-сиенит-порфирах. Выявлена медная минерализация, возникающая в результате среднепалеозойской магматической деятельности. В Северном Верхоянье, в бассейне р. Чубукулах, в эндоконтакте диабазового силла присутствуют вкрапленники халькопирита. На Сетте-Дабане с эффузивными породами спилит-диабазовой формации связаны проявления самородной меди и сульфидной минерализации. В частности, на руч. Джалкан в эффузивах обнаружены карбонат-эпидот-кварцевые прожилки и линзы эпидозитов с вкрапленниками самородной меди и куприта, а в аллювии этого ручья найдены самородки меди весом до 15 кг. На руч. Россомаха в эффузивах встречаются вкрапленники пирротина, борнита и халькопирита. Проявления галенита в зонах дробления в бассейнах средних течений рек Лена (Пеледуй, Тит-Ары) и Вилюй (Очугуй-Ботубуя), вероятно, связаны со среднепалеозойскими траппами. Не исключено, что эти же траппы могут содержать рассеянную золотоносность и, возможно, этим объясняется установленная в последние годы геологами ЯГУ в бассейне среднего течения р. Лена приуроченность ряда золотоносных россыпей к зонам разломов, заполненных дайками. Заслуживают внимания находки в Сетте-Дабане исландского шпата и асбеста, приуроченные к среднепалеозойским эффузивам спилит-диабазовой формации. С породами кимберлитовой формации среднего палеозоя связаны коренные месторождения алмазов.

В результате позднепалеозойской — раннемезозойской магматической деятельности возникли проявления и месторождения железа, золота, исландского шпата и других полезных ископаемых.

С траппами этого магматического цикла связаны концентрации магнетита в бассейне р. Вилюй. Магнетит магматического генезиса встречается в интрузиях верховьев р. Вилюй, в бассейнах рек Вавукан, Могды и Батыр. Контактново-метасоматические рудопроявления магнетита наблюдаются по рекам Улахан-Ботубуя и Аламджах, а также в верховьях р. Вилюй. Жильные выделения магнетита обнаружены в верховьях р. Вилюй, в бассейне р. Алгардах и в верховьях р. Олгуйда. Жилы сложены массивными микрокристаллическими рудами полосчато-волнистой и радиально-лучистой структур. Химический состав руд:  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  — 85—88%, Mg — 12—15%. В Аламджахской интрузии отмечаются скопления ильменита. Феррогаббро и щелочные габбро этой интрузии содержат до 6%  $\text{TiO}_2$ . Подобные же проявления известны и в ряде интрузий Вилюйско-Жиганской зоны разломов.

Редкая вкрапленность сульфидов меди и никеля установлена в верховьях р. Вилюй (Вавукан, Могды). В аллювии р. Оленек отмечались гальки траппов с содержанием меди и никеля в сульфидах до 0,08%. Все это свидетельствует о перспективности дифференцированных интрузий Вилюйканской зоны в отношении медно-никелевого сульфидного оруденения.

Следует отметить, что в аллювии гидросети зоны развития верхнепермско-нижнетриасовых траппов почти всегда присутствуют знаки золота. По мнению ряда исследователей, вероятным источником его могут являться породы трапповой формации.

В мезозойский цикл магматизма формировались преимущественно месторождения различных металлов и алмазов. В Южно-Верхоянском синклинории образовались полиметаллические, оловянные и молибденовые рудопроявления. Первые два вида рудопроявлений сопряжены между собой и приурочены к нижней части позднемезозойской эффузивной толщи, а также к массивам гранодиоритов, тонолитов и кварце-

вых монцонит-порфиров. Молибденовое оруденение пространственно связано с кварцевыми жилами, секущими аляскитовые массивы, реже с гранодиоритовыми массивами.

Весьма многочисленны проявления и месторождения золота. Большинство из них расположено в Аллах-Юньской золотоносной полосе, которая приурочена к границе Аллах-Юньского синклиория и Сетте-Дабанского горст-антиклиория. Наиболее развит золото-кварцевый тип оруденения. Иногда проявления золота встречаются в связи с сульфидными рудными телами и минерализованными зонами дробления в гранитоидных массивах. На северном склоне Алданской антеклизы отдельные мезозойские дайки основного состава, по-видимому, содержат золото.

## Глава II

# ТЕКТОНИКА

---

На обширной территории западной части Якутской АССР расположены различные по строению и возрасту структуры, принадлежащие древней Сибирской платформе, складчатым областям ее обрамления и краевым прогибам (рис. 6).

Большая часть рассматриваемой территории относится к Сибирской платформе. В пределах Западной Якутии выделяются следующие основные платформенные структуры: восточные части Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы, Вилюйская синеклиза, северный и восточный склоны Алданской антеклизы. На юго-западной окраине территории располагается узкая краевая часть Патомской складчатой зоны Байкало-Патомской складчатой области и северо-восточное окончание. Прибайкальского краевого прогиба. В Западную Якутию входит также западная периферия мезозойской Верхояно-Колымской складчатой области, ограничивающая Сибирскую платформу с севера и востока. К северу от платформы расположена Лено-Анабарская ветвь мезозойской складчатой области, на востоке — Верхоянский мегантиклинорий, Сетте-Дабанский горст-антиклинорий и западная часть Южно-Верхоянского синклинория. Полностью в пределах рассматриваемого региона размещается система мезозойских краевых прогибов, образующих обширную прогнутую зону вдоль восточной и северной границ платформы.

Тектоника перечисленных структур изучена неравномерно. Многие из районов Западной Якутии, в которых проведены детальные изыскания в связи с поисками и разведкой полезных ископаемых, изучены весьма подробно. По этим территориям обычно имеются данные о глубинном строении, а также сведения об особенностях отдельных тектонических зон и локальных структур, что позволяет судить об их развитии. Другие же районы и структура менее изучены и их характеристика базируется в основном на материалах региональных геофизических и геологических исследований. Недостаток фактических данных нередко приводит исследователей к различным трактовкам тектоники и истории развития отдельных районов Западной Якутии, различно определяются границы между структурами, в частности границы Сибирской платформы, а также возраст тектонических элементов и их положение в общей структуре региона. Одни и те же складчатые структуры рассматриваются то в качестве образований мезозойского возраста, то как байкальские или палеозойские сооружения, либо они относятся к складчатым областям, либо к платформенным образованиям. Имеются и другие, менее существенные, расхождения в представлениях о тектонике современных структур региона, хотя общие принципы его тектонического районирования, разработанные еще Н. С. Шатским, принимаются за основу большинством исследователей.

В изучении тектоники рассматриваемого региона можно наметить ряд периодов и направлений, связанных с развитием общих представ-



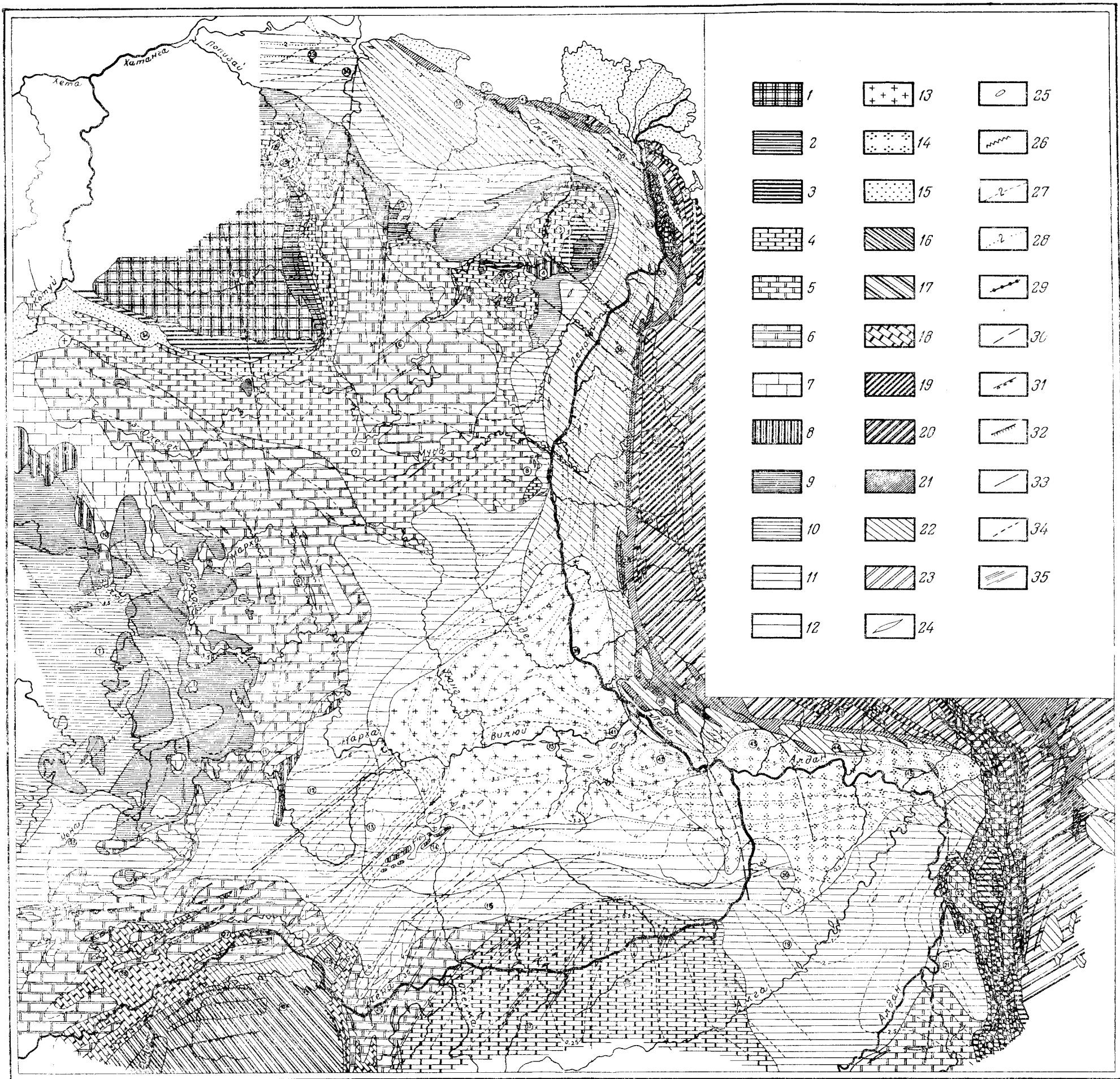


Рис. 6. Тектоническая карта западной части Якутской АССР. Составил А. В. Лейпциг

**Сибирская платформа.** Первый структурный комплекс: 1 — архейские геосинклинали в фундаменте Сибирской платформы. Второй структурный комплекс. Подъярус: 2 — средне-верхнепротерозойский; 3 — верхнепротерозойский; 4 — верхнепротерозойско (верхний рифей, венд) — нижнекембрийский; 5 — среднекембрийский; 6 — верхнекембрийский; 7 — ордовикско-силурийский; 8 — девонско-нижнекаменноугольный. Третий структурный комплекс. Подъярус: 9 — среднекаменноугольно-пермский; 10 — триасовый; 11 — ниже-среднеюрский; 12 — верхнеюрско-нижнемеловой; 13 — верхнемеловой; 14 — палеоген-неогеновый; 15 — четвертичный подъярус.

**Байкальская складчатая область.** Собственно геосинклинальный комплекс. Подъярус: 16 — первый верхнепротерозойский; 17 — второй верхнепротерозойский. Ортогенный комплекс: 18 — верхнепротерозойско-нижнекембрийский ярус.

**Верхоянская складчатая область.** Собственно геосинклинальный комплекс. Подъярус: 19 — каменноугольный; 20 — пермский; 21 — триасово-среднеюрский. Ортогенный комплекс: 22 — верхнеюрско-нижнемеловой ярус. 23 — выступы основания геосинклинали; 24 — валообразные поднятия и отдельные линейные складки; 25 — крупные брахиантиклина́ли; 26 — крупные флексурные перегибы; 27 — изогипсы кровли фундамента платформы; 28 — изогипсы подошвы юрских отложений; 29 — зона глубинных разломов; разломы; 30 — в фундаменте платформы, 31 — раннепалеозойские, 32 — средне-верхнепалеозойские, 33 — позднемезозойские, 34 — кайнозойские, 35 — зоны мелких разрывов верхнепалеозойского и мезозойского возраста.

**Структуры Сибирской платформы:** Т — Тунгусская синеклиза; Анабарская антеклиза: 1 — Анабарское сводовое поднятие и Анабарский кристаллический массив, 2 — Улджинское поднятие, 3 — Оленекское сводовое поднятие, 4 — Кюгиндинский прогиб, 5 — Куойско-Далдыньское сводовое поднятие, 6 — Суханская впадина, 7 — Силгир-Тюнгский порог, 8 — Мунское сводовое поднятие, 9 — Мархинский вал, 10 — Верхне-Вилюйский вал, 11 — Ботубинский порог; Вилюйская синеклиза: 12 — Мархинская впадина, 13 — Суитарское погребенное поднятие, 14 — Кемпендйская впадина, 15 — Средне-Вилюйское поднятие; Алданская антеклиза: 16 — Наманское погребенное поднятие, 17 — Толбинский структурный нос, 18 — Алдано-Ленское поднятие, 19 — Амгинский прогиб, 20 — Якутское погребенное поднятие, 21 — Учуро-Майская впадина, 22 — Кыллахское поднятие; наложенные впадины платформы: 23 — Ангаро-Вилюйский прогиб, 24 — Аганыйская впадина, 25 — Поппайский грабен.

**Структуры периферии Сибирской платформы.** Прибайкальский краевой прогиб: 26 — Березовская впадина, 27 — Нюйская впадина, 28 — Пеледуйское поднятие. Система мезозойских прогибов. 29 — Хатангская впадина; 30 — Анабарский порог; Лено-Анабарский прогиб: 31 — Анабаро-Оленекская впадина, 32 — Нижне-Ленская впадина; Ленский прогиб: 33 — Атырканский порог; 34 — Харалахское поднятие; 35 — Булуцкая впадина; 36, 37 — Сегтяхская и Менгкеринская мульды Соболювской впадины; 38 — Ундюлюнское поднятие, 39 — Линденская впадина; 40 — Китчанское поднятие; 41 — Усть-Вилюйский порог; Алданский прогиб: 42 — Лунхинская впадина, 43 — Келинская впадина, 44 — Тукуланское поднятие, 45 — Томпонская впадина.

**Складчатые области.** Байкало-Патомская складчатая область: 46 — Уринский антиклинорий, 46а — Патомская складчатая зона. Верхояно-Колымская складчатая область. Верхоянская складчатая зона: 47 — Лено-Анабарская зона складок; 48 — Быковский антиклинорий; 49 — Орулганский антиклинорий; 50 — Эчийский антиклинорий; 51 — Алданский антиклинорий; 52 — Сетте-Дабанский горст-антиклинорий; 53 — Южно-Верхоянский синклиний

лений о геологии Восточной Сибири и различающихся не только детальностью освещения вопросов, но и различными подходами к районированию территории. Обзор этих представлений дан в трудах Н. С. Шатского (19326) и П. Е. Оффмана (1959). Этими исследователями выделяются две основные линии в развитии представлений о тектонике Сибирской платформы и прилегающих к ней структур и критически анализируется точка зрения, высказанная Н. Г. Меглицким, Э. Зюссом, П. А. Кропоткиным, В. А. Обручевым и др., о выделении в качестве древнейшей структуры Восточной Сибири «древнего темени Азии». В указанных работах также рассматриваются представления, лежащие по существу в основе современных схем тектонического районирования, изложенные в работах Л. Делоне, А. А. Борисяка, М. М. Тетяева (1916, 1923).

В результате обобщения материалов ряда исследований (В. К. Зверева, А. Г. Ржонсницкого, С. В. Обручева, Г. Э. Фришенфельда и др.) Н. С. Шатским в 1932 г. была составлена тектоническая схема Сибирской платформы. На ней впервые были показаны основные структурные элементы платформы, выделяемые и в настоящее время: Тунгусский бассейн, Лено-Вилюйская и Хатангская впадины, Алданская и Северо-Сибирская глыбы. В последующих работах Н. С. Шатского, А. Д. Архангельского, В. В. Меннера эта схема была значительно детализирована. В качестве самостоятельных структур были выделены Вилюйская впадина и Ленский прогиб, а вдоль восточного края платформы, по данным С. В. Обручева и Н. П. Хераскова, определена Верхоянская область мезозойской складчатости с Хараулахским и Джугджурским выступами фундамента мезозойд. Таким образом, уже к началу 40-х годов текущего столетия в пределах рассматриваемого региона Восточной Сибири были намечены в общем виде все основные тектонические структуры. В последующем проводилось уточнение их границ, возраста и положения в общем структурном плане региона.

Существенное значение в расшифровке тектоники Западной Якутии имели работы, выполненные в 1930—1950 гг. С. П. Ситниковым, Н. С. Зайцевым, Е. В. Павловским, Н. М. Чумаковым в южных районах; И. П. Атласовым, В. А. Вахрамеевым, Ю. М. Пушаровским, В. Н. Саксом, Н. П. Херасковым — по востоку региона; И. П. Атласовым, В. А. Вакарком, П. Е. Оффманом, М. И. Рабкиным, Н. А. Сягаевым, Б. В. Ткаченко, Д. А. Туголесовым — по западным и северным районам Якутии. Результаты этих исследований нашли отражение на тектонических картах СССР и тектонических картах Сибирской платформы, составленных под редакцией Н. С. Шатского (1954 г.), Н. С. Шатского и А. А. Богданова (1957 г.), Т. Н. Спичарского (1958 г.). Наряду со структурами первого порядка, на этих картах впервые были показаны многочисленные осложнения второго порядка — сводовые и другие поднятия Анабарской антеклизы, отдельные впадины и поднятия в пределах Приверхоянского и Прибайкальского краевых прогибов. основные зоны разломов и др.

В последующие годы при выполнении геологического картирования, региональных и детальных геофизических исследований и бурения были собраны новые данные по глубинному тектоническому строению многих закрытых территорий. Результаты этих исследований изложены П. Н. Меньшиковым (1956), А. А. Николаевским (1958), Г. Д. Бабаяном, Г. В. Бархатовым, В. Г. Василевским и др. (Бабаян и др., 1960). Новые данные существенно уточнили строение Вилюйской синеклизы, Приверхоянского краевого прогиба и погруженных частей склонов Алданской и Анабарской антеклиз. По геофизическим работам П. Н. Меньшиковым (1956) и Н. М. Чумаковым (1959) в западной части Вилюй-

ской синеклизы были намечены Сунтарское поднятие, Кемпендяйская и Мархинская впадины. Несколько позже были выделены Средне-Вилуйское (Хапчагайское) и другие погребенные поднятия в центральных и восточных районах синеклизы (Бабаян и др., 1960). В эти же годы в пределах Приверхоянского прогиба были установлены все крупные положительные и отрицательные структуры, выделяемые в настоящее время (Собопольская и Томпонская впадины, Тукуланское поднятие), а также разнообразные по строению валообразные поднятия Анабарской антеклизы (Мархинское, Силигир-Тюнгское и Уджинское) и погребенные структуры Алданской антеклизы (Якутское, Наманинское).

Наиболее полное описание тектоники рассматриваемой территории Якутской АССР имеется в сводных работах, выполненных большим коллективом геологов ЯГУ и ЯФ СО АН СССР в 1964—1965 гг. (Горнштейн и др., 1964; Мокшанцев и др., 1964). В них приведены обширные материалы по тектонике и истории геологического развития многих структур Западной Якутии, полученные за последнее время при детальном геологическом и геофизическом изучении. Были использованы данные многолетних исследований по отдельным структурам региона, выполненных И. П. Атласовым, А. К. Бобровым, В. В. Грициком, Д. К. Горнштейном, А. В. Лейпцигом, С. В. Нужновым, Н. А. Сягаевым, Э. Н. Эрлихом, В. А. Ярмолюком и многими другими. Наряду с тектоническими работами регионального плана в последние годы были проведены интересные исследования, касающиеся отдельных вопросов тектоники региона и имеющие важное значение для понимания истории и особенностей развития структур Западной Якутии. Прежде всего следует отметить работы, выполненные под руководством Ю. А. Косыгина, по докембрийским структурам и строению фундамента Сибирской платформы, исследования А. А. Борисова, Э. Э. Фотиади, А. А. Николаевского по глубинному строению земной коры Восточной Сибири, работы М. Т. Кирюшиной и С. А. Стрелкова по новейшим движениям региона, И. А. Резанова по сейсмичности региона и т. д. Все эти материалы учтены в предлагаемом обзоре тектоники западной части Якутской АССР.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Согласно современным представлениям в пределах Западной Якутии располагается два типа структур земной коры первого порядка: древняя платформа и складчатые системы, возникшие на месте геосинклинальных областей (Шатский и др., 1957; А. А. Богданов и др., 1963 г.). Первая из них представлена восточной частью Сибирской платформы, вторые — краевыми зонами разновозрастных складчатых областей, обрамляющих платформу с севера, востока и юга. Наряду с этим на территории Западной Якутии располагается и ряд пограничных структур — краевых прогибов и краевых швов, рассматриваемых в качестве самостоятельных тектонических элементов и занимающих особое место в структуре и истории развития региона. К ним относятся мезозойские Лено-Анабарский и Приверхоянский прогибы на севере и востоке платформы, Прибайкальский прогиб на юго-западе региона и глубинные разломы, ограничивающие платформу на юге и юго-востоке.

Приведенная классификация крупных структур достаточно эффективно передает общие особенности строения крупных районов, приемлема для составления мелкомасштабных тектонических карт, но не отражает всего разнообразия проявления тектонических процессов. В каче-

стве структур особого рода, не находящихся места в указанной схеме, прежде всего следует отметить зоны тектонической активизации различного типа (орогены), возникающие как в пределах платформы, так и в складчатых областях, территории со своеобразным направлением развития, имеющие, например, признаки геосинклинального или миогеосинклинального развития, но не заканчивающегося складчатостью. Подобные территории, выделяемые иногда в качестве «подвижных платформ» (Пушаровский, 1960а), областей «завершенной складчатости» и «недоразвитых геосинклиналией» (Шейнманн, 1955 г.) или «парагеосинклиналией» (В. В. Белоусов, 1962 г.), несомненно, не могут быть отнесены к типичным платформенным или геосинклинальным областям и им следует еще найти место в общей классификации тектонических структур земной коры.

Сибирская платформа является типичной древней платформой, формирование фундамента которой относится к архею или началу протерозоя (Мокшанцев и др., 1964). В ее фундаменте выделяется несколько разновозрастных древних складчатых комплексов. Осадочный чехол платформы представлен протерозойскими и более молодыми образованиями. Возникшая в протерозое Сибирская платформа имела более значительные размеры по сравнению с современными очертаниями и занимала достаточную площадь на правобережье р. Лена. В последующее время она испытала существенные изменения вплоть до заложения на ее восточной окраине мезозойской геосинклинали. Границы современной Сибирской платформы подчеркиваются швами и разновозрастными краевыми прогибами.

Сибирская платформа представляет собой обширную плиту, осложненную рядом положительных и отрицательных структур второго порядка. Она, по представлениям Н. С. Шатского, в отличие от щитов платформ не испытывала в своем развитии значительных и устойчивых поднятий. В пределах платформы нет площадей, которые можно было бы рассматривать как щиты, аналогичные Балтийскому. Основными тектоническими элементами Сибирской платформы являются антеклизы и синеклизы. Активно развивающимися структурами были синеклизы, которые испытывали прогибание в течение продолжительного времени. В противоположность этому антеклизы формировались как пассивные образования платформы, возникшие в связи с прогибанием синеклиз и других прогибов и впадин.

Выделяемые в пределах Западной Якутии Алданская и Анабарская антеклизы, Тунгусская и Вилюйская синеклизы представляют собой обширные структуры изометричной формы с чрезвычайно пологими крыльями. Их заложение относится к самым начальным стадиям формирования платформы. Уже в протерозое, в связи с развитием на юге платформы входящего угла байкальской геосинклинали, в пределах «первичного щита» платформы, в бассейне р. Вилюй, заложилась система крупных разломов северо-восточного простирания и связанных с ними прогибов, которая разделила платформу на два блока: Тунгусско-Анабарский и Лено-Алданский. Эти блоки, явившиеся первым выражением антеклиз, в дальнейшем по мере расширения синеклиз, молодых впадин и прогибов региона существенно сократились в размерах, но сохраняли свое приподнятое положение на протяжении всего палеозоя и мезозоя. В современном структурном плане антеклизы не имеют четкого антиклинального строения, а представляют собой плосковершинные структуры — приподнятые блоки платформы. Наиболее древние породы, относящиеся к нижним горизонтам чехла или фундаменту платформы, обнажаются здесь не только в центральных зонах структур, но нередко и на склонах, образуя своеобразные краевые поднятия.

Такая приподнятая зона намечается, в частности, вдоль восточного и северного склонов Анабарской антеклизы.

Для синеклиз характерны длительное консидементационное развитие и прогрессивное их расширение за счет антеклиз. В связи с этим намечается несовпадение их границ и структурных планов по отложениям различного возраста. Синеклизы, особенно по верхним горизонтам выполняющих их отложений, имеют характер наложенных структур.

Наряду с антеклизами и синеклизами в пределах Сибирской платформы выделяется еще ряд структур меньшего масштаба, но также являющихся самостоятельными тектоническими элементами. К такому типу структур относится Ботуобинский порог — пологий линейная структура, возникшая на границе Тунгусской и Вилюйской синеклиз в связи с их интенсивным развитием. Для порога, как и для основных антеклиз платформы, характерно длительное и пассивное развитие. Подобные погребенные структуры, выделяемые иногда под названием валов или седловин, устанавливаются и в пределах антеклиз (Силигир-Тюнгский порог), где разделяют соседние области интенсивного прогибания. При таком соотношении они должны рассматриваться в качестве платформенных структур второго порядка. Пороги отличаются от валов отсутствием каких-либо четко выраженных переключательных окончаний; по простиранию они постепенно расширяются, теряют свое антиклинальное строение и сливаются со склонами антеклиз или других поднятий, ограничивающих синеклизы.

В пределах Сибирской платформы некоторыми исследователями выделяются в качестве самостоятельных структур авлакогены и зоны перикратонных опусканий (Косыгин и др. 1962; Штех, 1965). В отличие от перечисленных выше структур эти тектонические элементы несомненно имеют более короткий период развития, подчинены антеклизам и синеклизам. Следует указать, что их обособление нередко вызывает серьезные возражения. В частности, это относится к выделению в качестве авлакогена глыбово-складчатых структур хр. Сетте-Дабан. Кылахское поднятие, занимающее западную часть этого хребта, несомненно является структурой Сибирской платформы, аналогичной по истории развития Учуро-Майской впадине Алданской антеклизы, но испытавшей в мезозое интенсивное поднятие и раздробление. В общем виде эту структуру можно рассматривать в качестве зоны мезозойской тектонической активизации платформы. Вилюйский и Уджинский авлакогены, выделяемые Ю. А. Косыгиным (Косыгин и др., 1962) в основании Вилюйской синеклизы и Суханской впадины, являются структурами начальной стадии развития платформы и не выражаются ни в мезозойском, ни в современном структурном плане региона. Они представлены по существу не единым «авлакогенным трогом», а системой грабеноподобных впадин и блоковых поднятий (Кемпендяйская, Мархинская впадины, Сунтарское, Верхне-Синское поднятия и др.), связанных с древнейшими разломами платформы. По набору формаций и характеру развития не все выделяемые здесь впадины могут классифицироваться как авлакогены.

Структуры второго порядка, выделяемые в пределах антеклиз и синеклиз платформы, весьма разнообразны по строению. Имеются сводовые поднятия и впадины, валы, пороги и прогибы различного характера, блоковые структуры типа грабенов и горстов и т. п. Эти структуры различаются по времени возникновения, длительности и характеру развития. Часть из них в какой-то мере унаследует более древние тектонические элементы региона или связана с разломами фундамента, другие — не связаны с древними структурными планами. В размещении этих структур устанавливаются некоторые закономерности.

Для антеклиз и синеклиз характерны поднятия и впадины самых различных типов, а отдельные виды структур второго порядка оказываются типичными только для одной из структур первого порядка. Многие древние структуры региона перекрыты молодыми отложениями и в современном плане платформы представлены погребенными поднятиями и впадинами. В противоположность этому молодые образования часто представляют собой типичные наложенные структуры, с резким поднятия и впадины. Среди наложенных структур можно выделить впадины, развивающиеся в пределах одной антеклизы или синеклизы, и более крупные, осложняющие несколько структур первого порядка и т. д. Среди этих разнообразных осложнений второго порядка по комплексу признаков можно наметить несколько видов структур, типичных для восточных районов Сибирской платформы.

Сводные поднятия (своды) весьма характерны для Анабарской антеклизы. Они представляют собой обширные поднятия округлых очертаний, не связанные с разломами и древними структурами региона и активно развивающиеся в течение ограниченного промежутка времени (одного-двух периодов). Эти структуры сформировались в мезозое (Мунское, Оленекское, Анабарское сводовые поднятия) и в среднем палеозое (Куойкско-Далдынское) на месте более древних образований антеклизы. В связи с большой амплитудой поднятия в их сводах нередко обнажаются реликты древних структур или породы кристаллического фундамента платформы (Анабарский кристаллический массив Анабарского сводового поднятия).

Второй группой структур антеклиз являются валообразные поднятия (валы) различного масштаба и сопряженные с ними линейные прогибы или впадины. К ним относятся на Анабарской антеклизе Мархинский и Верхне-Вилюйский валы, Верхне-Моркокинская впадина и другие на ее южном склоне и, вероятно, Солянско-Мархинский и Амгинский прогибы на северном склоне Алданской антеклизы. К структурам этого типа близки, но меньше по масштабам, валообразные поднятия в западной части Алданской антеклизы, выделяемые в качестве осложнений третьего порядка. В отличие от сводов эти структуры являются древними и длительно развивающимися. Они тесно связаны с разломами и блоковыми движениями фундамента, обычно асимметричны, значительной протяженности и относительно небольшой амплитуды. В отличие от порогов (Силигир-Тюнгского) они являются структурами активного развития и имеют четко выраженные периклинальные окончания. Большинство этих поднятий и впадин заложилось в протерозое, а их развитие продолжалось с перерывами в течение всего палеозоя.

Третью группу структур, наблюдаемых в пределах Вилюйской синеклизы, образуют крупные поднятия и впадины, связанные со значительными движениями по разломам древнего заложения. Это Мархинская и Кемпендяйская впадины, Сунтарское, Наманинское и Верхне-Синское поднятия, связанные с древней Байкало-Вилюйской системой разломов. Они имеют четкое северо-восточное простирание, вытянуты в этом направлении и ограничены протяженными разломами. Их развитие закончилось в основном в среднем палеозое.

Структуры восточной части Вилюйской синеклизы, выполненные отложениями мезозоя и представленные обширными поднятиями, прогнутыми зонами и прогибами, могут быть объединены в четвертую группу. Они характеризуются весьма пологими падениями пород на крыльях и непосредственно не связаны с разломами, хотя большинство из них является в какой-то мере унаследованными от древних блоковых поднятий и впадин региона. Эти структуры (Средне-Вилюйское поднятие,

Тангарынский прогиб и др.) перекрыты горизонтально залегающими отложениями верхнего мела, т. е. могут рассматриваться в качестве погребенных структур. Аналогичные структуры среднепалеозойского и раннемезозойского возраста различных масштабов характерны и для Тунгусской синеклизы.

Отдельные структуры антеклиз и синеклиз представлены своеобразными поднятиями и впадинами, не находящими себе аналогов в других районах. В пределах Анабарской антеклизы выделяются Попигайский кольцевой грабен и длительно развивающийся Кютингдинский прогиб, связанный с разломами в фундаменте. Своеобразными структурами антеклиз являются также Суханская и Учуро-Майская впадины, которые начали формироваться в протерозое и закончили свое активное развитие в среднем или верхнем кембрии. В современном структурном плане региона они представляют собой обширные, простого строения, мульды, с весьма пологим залеганием кембрийских отложений, а в фундаменте платформы им соответствуют системы крупных блоковых поднятий и грабеноподобных впадин, выполненных мощным комплексом протерозойских образований и выделяемых иногда в качестве авлакогенов.

В пределах рассматриваемого региона еще выделяются небольшие молодые наложенные впадины, располагающиеся в пределах одной из структур первого порядка (Аганылийская впадина) или на территории нескольких структур (Нижне-Алданская впадина, Ангаро-Вилуйский мезозойский прогиб). Эти образования имеют иногда достаточно четкие и прямолинейные очертания, но, как правило, не связаны с разломами. Формирование большинства из них началось в конце верхнего мела и продолжалось с перерывами до конца кайнозоя.

Из структур третьего порядка для антеклиз платформы характерны сложные валообразные поднятия небольшой амплитуды, флексурные перегибы, структурные носы и террасы, мелкие куполовидные и брахиформные структуры и небольшие блоковые поднятия, связанные с системами разломов. В частности, в Вилуйской синеклизе имеются крупные и мелкие куполовидные складки, брахиантиклинали и сложные солянокупольные структуры.

Краевые прогибы Западной Якутии являются типичными представителями структур этого класса. Они представляют собой узкие линейные асимметричные впадины, возникшие на границах платформы в период замыкания геосинклинальных прогибов ее обрамления. В плане краевые прогибы имеют неправильные очертания, повторяющие контуры платформы, и состоят из ряда линейных прогибов, разделенных крупными поперечными поднятиями типа порогов. В пределах мезозойских прогибов северного и восточного обрамления платформы выделяются Атырканский и Усть-Вилуйский пороги, которые совместно с поперечными поднятиями разграничивают здесь Лено-Анабарский, Ленский и Алданский прогибы. Последние два обычно рассматриваются в качестве единого Приверхоанского прогиба. В Прибайкальском краевом прогибе роль порога играет Уринский антиклинорий, разделяющий его на две различно ориентированные ветви. Западная ветвь северо-восточного простирания выделяется иногда под названием Ангаро-Ленского прогиба, а восточная — субмеридиональная — как Березовская впадина или прогиб.

В пределах краевых прогибов четко разграничиваются две продольные зоны: внешняя — приплатформенная и внутренняя — пригеосинклинальная, существенно различающиеся по тектоническому строению и истории развития. Местами выделяются центральные зоны прогибов, которым соответствуют приосевые, наиболее прогнутые их участки.

В большинстве структур рассматриваемого региона эта зона не имеет какого-либо структурного выражения и в достаточной степени условно может быть намечена только на площади широкого Лено-Анабарского прогиба.

Структурами, осложняющими краевые прогибы, являются поперечные поднятия и впадины. Первые из них, располагающиеся обычно в пределах внутренних зон прогибов, представляют собой складчатые выступы основания краевых прогибов, сложенные наиболее древними отложениями складчатой области, а вторые — области устойчивого прогибания, в пределах которых формируется наиболее полный комплекс отложений краевых прогибов. Небольшие и глубокие впадины обычно размещаются в пределах пригеосинклинальной зоны, а более крупные впадины смещаются в сторону платформы или иногда полностью располагаются в приплатформенной зоне прогиба. Структуры третьего порядка в пределах прогибов представлены значительными линейными и брахиформными складками, осложненными зонами разломов, которые наиболее характерны для поперечных поднятий. Более многочисленны здесь мелкие брахиантиклинали и куполовидные складки, а в приплатформенной зоне — флексурные перегибы и осложнения типа структурных носов и террас.

На территории Западной Якутии выделяются структуры Верхояно-Колымской и Байкало-Патомской складчатых областей.

Верхояно-Колымская складчатая область выражена здесь Верхоянской антиклинальной зоной и Южно-Верхоянским синклиниорием, входящим в Янскую (Яно-Индигирскую) синклинальную зону. Верхоянская антиклинальная зона представлена краевой приподнятой частью мезозойд, ограничивающих Сибирскую платформу с севера и востока. В ее составе выделяется ряд сложных структур — Верхоянский мегантиклинорий, Лено-Анабарская зона складок и Сетте-Дабанский горст-антиклинорий.

Верхоянский мегантиклинорий является типичным сложным складчатым сооружением длительного развития. В наиболее приподнятой его сводовой части выделяются четыре более или менее обособленные самостоятельные структуры, в которых на дневную поверхность выходят наиболее древние отложения региона. К северной части мегантиклинория приурочен Быковский антиклинорий, южнее которого располагается последовательно Орулганский, Эчийский и Алданский антиклинории. Они заходят друг за друга кулисообразно и разделяются узкими, относительно прогнутыми зонами или участками заметного погружения шарниров складчатых структур. Большинство из них, вероятно, контролируется зонами разломов основания складчатой области. Структурами антиклинориев являются крупные линейные антиклинальные и синклинальные складки, осложненные мелкой складчатостью различных порядков и разрывными нарушениями.

Лено-Анабарская зона складок, примыкающая с северо-запада к Быковскому антиклинорию, является одной из ветвей (западной) мезозойд Верхояно-Колымской складчатой области. Она представлена серией кулисообразно расположенных крупных антиклиналей, состоящих в свою очередь из нескольких менее значительных антиклинальных и синклинальных структур.

Сетте-Дабанский горст-антиклинорий, занимающий крайнее южное положение в антиклинальной зоне, представляет собой типичную блоковую или складчато-блоковую структуру. Это приподнятый крупный блок палеозойских и более древних пород состоит из отдельных, разделенных разломами, блоков, которые рассматриваются в качестве основных его структурных элементов. По простиранию в северных районах



и на восточном крыле горсты и грабены хр. Сетте-Дабан замещаются грабен-синклиналями и горст-антиклиналями различного строения, а отдельные из них приобретают характер типичных антиклиналей и синклиналей.

Южно-Верхоянский синклиний является структурой относительно простого строения, сложенной отложениями верхнего палеозоя, триаса и юры. Здесь складчатые движения, определившие эту структуру, проявились в конце мезозоя.

Байкало-Патомская складчатая область на территории Западной Якутии состоит из Патомской складчатой зоны и Уринского антиклинория. Складчатая зона образована системой крупных и сложных складок, образующих в плане обширную дугу, вдающуюся с юга в пределы платформы. В целом она имеет антиклинорное строение, но в рассматриваемый регион входят только ее краевые части, представленные протяженными складками и надвигами. Уринский антиклинорий является структурой значительно меньшего масштаба. В связи с этим обычно он рассматривается в составе Патомской зоны, хотя и отличается от последней характером и ориентировкой своих структур.

Уринский антиклинорий представляет крайнее северо-восточное окончание Байкальской складчатой области и ориентирован в северо-восточном направлении, перпендикулярно по отношению к складкам зоны. В его строении участвуют крупные коробчатые антиклинали и щелевидные синклинальные складки, которые кулисообразно заходят друг за друга и полого погружаются в северо-восточном направлении под мезозойские отложения Вилюйской синеклизы. Хотя складки антиклинория и примыкают непосредственно к краевым структурам Патомской зоны, но они, несомненно, являются несколько более древними образованиями и связаны с первыми фазами формирования складчатой области.

Выделенные в пределах Западной Якутии основные тектонические элементы являются разновозрастными, длительно развивающимися и в процессе своего формирования претерпели ряд крупных перестроек, связанных с периодами активизации тектонических движений. Эти особенности их развития в той или иной мере подчеркиваются составом отложений региона (формациями), распределением их мощностей, строением возникших тектонических структур, характером и интенсивностью проявления магматической деятельности. В целом каждому крупному этапу в развитии региона соответствует определенный ряд формаций и тектонических структур, которые рассматриваются в качестве структурного яруса.

В пределах Сибирской платформы выделяются три крупных структурных комплекса: архейский, протерозойский — среднепалеозойский и верхнепалеозойский — кайнозойский, каждый из которых разделяется на два — три структурных яруса и соответственно на подъярусы. В пределах же мезозойской складчатой области помимо структур ее фундамента выделяются два комплекса — собственно геосинклинального (верхнепалеозойский — мезозойский) и орогенного (позднемезозойский — кайнозойский) этапов развития региона, с которыми связано формирование краевых прогибов и послегеосинклинальных наложенных структур. В пределах байкальских сооружений на юге рассматриваемого региона выделяются протерозойский геосинклинальный комплекс и верхнепротерозойский — нижнекембрийский орогенный комплекс, разделяющиеся на ряд структурных ярусов и подъярусов.

Глубинное строение территории Западной Якутии изучено в меньшей степени, нежели тектонические структуры осадочного чехла. Непосредственные данные о глубинах залегания фундамента, его рельефе

и вещественном составе получены лишь в некоторых районах в результате проведения ограниченных объемов бурения и сейсморазведочных работ. Сведения же о фундаменте основной части территории базируются главным образом на материалах обработки аэромагнитных исследований. В зависимости от методики обработки материалов и принятых исходных данных о свойствах пород региона выполненные построения имеют различную точность, а ошибки в оценке глубин залегания фундамента нередко достигают 20—30%. Для отдельных районов, где достаточно хорошо изучены физические свойства пород и известны в общем виде состав отложений и мощности осадочного чехла, эти расчеты имеют большую точность и позволяют дать достаточно объективную схему рельефа фундамента.

Данные о строении земной коры рассматриваемой территории менее объективны. Здесь работ по глубинному сейсмическому зондированию не проводилось. Все расчеты о мощностях коры и глубине залегания поверхности Конрада основаны на результатах обработки данных гравиметрических исследований. Исследователями по-разному определяется мощность земной коры и в ряде случаев данные существенно различаются между собой. Несмотря на малую точность построений, все выделенные здесь структуры первого и второго порядков намечаются достаточно четко.

Рельеф кристаллического фундамента наиболее четко подчеркивается тектоническими элементами современного структурного плана рассматриваемого региона. Антеклизам в фундаменте платформы соответствуют крупные поднятия, а краевым прогибам и синеклизам — впадины глубиной до 5000—7000 м и более. В пределах этих структур устанавливаются неровности рельефа меньшего масштаба, соответствующие некоторым выделяемым здесь структурам второго порядка, причем по рельефу фундамента многие из этих структур выражаются значительно резче, чем в современном тектоническом плане. Антеклизы и синеклизы различаются не только высотой залегания фундамента, но и интенсивностью расчленения его рельефа. Если для антеклиз характерны в целом достаточно пологие перегибы поверхности фундамента, то в синеклизах и прогибах, особенно в Вилюйской синеклизе, отмечается весьма расчлененный рельеф, с перепадами высот до 10 000 м.

В пределах Алданской антеклизы кристаллический фундамент залегает в общем на глубинах до 2000 м. Непосредственно к югу от рассматриваемого региона породы фундамента обнажаются на дневной поверхности или залегают на отметках выше уровня моря. На северном склоне антеклизы фундамент весьма полого погружается к северу и северо-западу в сторону Березовской впадины, Вилюйской синеклизы, до отметок — 1500—2000 м. На участках Буотомо-Толбинского выступа, Наманинского и Якутского поднятий он фиксируется на глубинах до 1500 м, а в Амгинском и Солянско-Мархинском прогибах — до 2000 м. Наиболее прогнутой частью Алданской антеклизы является Учуро-Майская впадина, где по расчетным данным глубина залегания фундамента достигает 6000—8000 м (Горнштейн, 1965).

Несколько более расчлененный рельеф фундамента характерен для Анабарской антеклизы. Высокое положение фундамента (до 1000—1500 м) отмечается здесь в пределах сводовых поднятий и Силигир-Тюнгского порога, а в ряде структур он обнажается на дневной поверхности — Анабарское, Оленекское, Куойкско-Далдынское сводовые поднятия. Эти поднятия фундамента разделяют две крупные прогнутые зоны антеклизы, которым соответствуют Суханская впадина и обширный ее южный склон. В Суханской впадине глубина залегания фундамента составляет, по данным различных исследователей, от 6000 до

10 000 м, причем в ее центральной части выделяется относительно приподнятый блок — Биректе-Усумунское поднятие меридионального простирания, разграничивающий две прогнутые зоны (Эрлих, 1962б). На южном склоне Анабарской антеклизы фундамент фиксируется на глубинах от 2500 до 3500 м. Наиболее погружены районы, тяготеющие к Тунгусской синеклизе, а мелкие неровности рельефа фундамента с амплитудами до 100 м отражают положение валообразных поднятий и линейных впадин (Мархинский вал и др.).

В рельефе фундамента Вилюйской синеклизы устанавливается ряд крупных блоковых поднятий и обширных впадин. Располагающееся в западной части синеклизы Сунтарское погребенное поднятие представляет собой крупный приподнятый блок фундамента, который залегает на глубинах от 350 до 2000 м, а прилегающим впадинам в фундаменте соответствуют грабеноподобные структуры с крутыми ступенчатыми склонами и глубиной залегания от 7000 м (Мархинская впадина) до 12 000—15 000 м (Кемпендяйская впадина; Штех, 1965). В западной части синеклизы (Средне-Вилюйское, Баппагайское и Верхне-Синское поднятия) глубина залегания фундамента составляет около 3000 м, а в ее прогнутых зонах — до 7000—9000 м. Подобные резкие изменения глубин фундамента характерны и для краевых прогибов. В общем в их пределах отмечается постепенное и весьма пологое погружение фундамента от платформы в сторону складчатых областей — от 1000—3000 м в приплатформенной и до 5000—7000 м и более в прискладчатых зонах. В наиболее глубоких впадинах прогиба фундамента устанавливается на глубинах 10 000 м (Линденская впадина) и 12 000—14 000 м (Лунхинская и Келинская впадины), тогда как в районах крупных поперечных поднятий он залегает на глубинах от 2500 до 4000 м (Хараулахское и Китчанское поднятия). Еще большие глубины устанавливаются для краевых частей складчатых областей рассматриваемого региона. В Уринском антиклинории фундамент фиксируется на глубинах 14 000—15 000 м, а в отдельных районах Верхояно-Колымской складчатой области на глубинах от 8000—9000 до 10 000—12 000 м (Николаевский, 1958; Шапошников, Шапошникова, 1960; Штех, 1965).

Земная кора в пределах западной части Якутской АССР, по данным большинства исследователей, является корой континентального типа, состоящей из базальтового, гранитного и осадочного слоев, но ее мощность и отчасти строение трактуются различно. А. А. Борисовым (1964) в пределах всего региона мощность коры определена в 40—45 км, причем устанавливаемые здесь небольшие по масштабу изменения в глубине поверхности Мохоровичича территориально не связаны с какими-либо определенными тектоническими структурами. Глубина залегания поверхности М 45 км более характерна, по данным этого исследователя, для южных районов Алданской антеклизы, для Тунгусской синеклизы, Приверхоянского прогиба в Верхояно-Колымской складчатой области. Мощность коры в 40 км и менее присущи северным районам Анабарской антеклизы, территории Лено-Анабарского прогиба, Хатангской впадины, Лено-Анабарской зоны складок. Во всех этих районах земная кора имеет примерно одинаковые мощности базальтового и гранитного слоев, только в бассейне р. Вилюй в качестве своеобразного элемента коры А. А. Борисовым выделяется «выступ базальтового слоя», занимающий примерно территорию Сунтарского поднятия.

Более значительные изменения мощностей и строения земной коры в рассматриваемом регионе предполагают Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаев (1963). По их данным, в пределах Сибирской платформы происходит общее и постепенное погружение поверхности М с глубин от 25 км

на севере (район побережья моря Лаптевых и дельты р. Лена) до 40 км и более в районах Алданской антеклизы, Прибайкальского прогиба и Патомской складчатой зоны. Более резкое погружение поверхности М — от 25 до 45 км — происходит в Верхояно-Колымской складчатой области, причем максимальные мощности коры (до 45 км) устанавливаются в районе южного окончания Верхоянского мегантиклинория.

На фоне общего погружения поверхности М к югу в пределах Сибирской платформы выделяются два участка относительного сокращения мощности коры. Один из них, с глубинами до поверхности М порядка 27,5 км, занимает территорию центральной и южной частей Анабарской антеклизы, а второй, с глубинами 35 км, расположен в междуречье Лены и Алдана в районе Якутского погребенного поднятия. Для этих участков предполагается некоторое изменение в строении земной коры. Если для основной части региона характерна кора континентального типа, со значительно большими мощностями гранитного слоя по сравнению с базальтовым, то на указанных участках предполагаются обратные соотношения.

Еще более дифференцированное строение имеет земная кора по данным А. А. Николаевского. Им также отмечается постепенное возрастание ее мощности на платформе в южном направлении от 30—35 до 45 км и до 50 км в пределах Патомской складчатой зоны, но в качестве самостоятельных районов с сокращенными мощностями коры до 35 км выделяются районы Вилюйской синеклизы и Якутского погребенного поднятия. На аналогичное поднятие поверхности М на площади Вилюйской синеклизы указывает также Г. И. Штех (1965), определяющий мощность земной коры здесь в 25—33 км. Верхояно-Колымская складчатая область, по данным А. А. Николаевского, характеризуется залеганием поверхности М на глубинах от 40 до 50 км, причем максимальные глубины до 50 км устанавливаются для районов Орулганского антиклинория. Эти районы отличаются также значительно большей суммарной мощностью гранитного и осадочного слоев (25—30 км) по сравнению с базальтовым (15—17 км) и примерно равными мощностями гранитного и базальтового слоев. Для Сибирской платформы в общем мощности базальтового слоя составляют 22—25 км, а гранитного и осадочного (в сумме) 15—17 км. В пределах антеклиз, где осадочный чехол маломощен, гранитный слой имеет мощности 13—15 км, в пределах же синеклиз, по мере увеличения роли осадочных пород, он сокращается до 10 км и менее. По данным Г. И. Штеха (1965), во впадинах восточной части Вилюйской синеклизы мощность гранитного слоя сокращается до 8 км, а в районах, тяготеющих к Лунхинской впадине, он полностью выпадает из разреза.

В кристаллическом фундаменте Западной Якутии устанавливается система крупнейших разломов, причем некоторые из них прослеживаются в пределах земной коры, нарушая поверхности Конрада и Мохоровичича. К числу таких нарушений относятся разломы, ограничивающие крупные блоковые структуры Вилюйской синеклизы, Якутский разлом и разрывы, ограничивающие с запада структуры Верхоянского мегантиклинория и хр. Сетте-Дабан.

## ТЕКТОНИКА ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

### СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

#### Анабарская антеклиза

Анабарская антеклиза, расположенная в северо-восточной части Сибирской платформы, представляет собой обширное пологое поднятие, в пределах которого, в бассейнах рек Оленек, Анабар, Марха и Муна,

обнажаются наиболее древние образования платформы — породы архейского кристаллического фундамента и протерозойские — среди поля кембрийских отложений. В плане антеклиза имеет форму неправильного четырехугольника, вытянутого в широтном направлении. Со всех сторон она ограничена широкими более молодыми впадинами, по отношению к которым выступает в качестве единой древней положительной структуры. Контуры антеклизы в общем виде определяются областью развития нижне-среднепалеозойских пород; верхнепалеозойские и мезозойские отложения, широко развитые во впадинах, создают мало мощный чехол только на погруженных склонах антеклизы и в отдельных районах в ее восточной и центральной частях.

Границы антеклизы имеют достаточно четкое структурное выражение. Ее южная и западная границы с Вилюйской и Тунгусской синеклизами иногда связываются с Вилюйско-Мархинской и Вилюйско-Котуйской зонами разломов, которые представляют собой широкие (от 50 до 150 км) полосы из сочетания небольших параллельных сбросов, сопровождаемых, как правило, дайками долеритов. Эти нарушения наблюдаются как в пределах антеклизы, так и на территории синеклиз. С ними связаны пологое ступенчатое погружение фундамента, формирование пологих склонов и флексурных перегибов (Краснов, Масайтис, 1955). Северная и восточная границы антеклизы с Лено-Анабарским и Ленским прогибами также представлены в ряде районов флексурными перегибами фундамента, сопровождаемыми иногда разрывами и дайками долеритов, но эти флексуры невелики по протяженности и сменяются по простиранию зонами весьма пологого ступенчатого погружения фундамента. В соответствии с этим северная и восточная границы антеклизы не так строго линейны, как ее южная и западная. Здесь верхнепалеозойские и мезозойские отложения в отдельных районах достаточно далеко заходят в пределы антеклизы, выполняя в бассейне рек Уджа и Кютингде пологие прогибы. Этим обуславливается неровный сигмоидный характер рассматриваемых границ.

На площади Анабарской антеклизы выделяются различные по строению и возрасту структуры второго порядка. В северной и восточной частях антеклизы основными структурами, определяющими ее современный тектонический план, являются крупные сводовые поднятия, тогда как для южной части характерны валообразные структуры значительной протяженности. Так, на севере антеклизы располагаются крупные Анабарское и Оленекское сводовые поднятия. В пределах Анабарского свода на большой территории обнажены породы фундамента платформы, выходы которого рассматриваются в качестве самостоятельного элемента под названием Анабарского кристаллического массива. Кроме того, здесь расположены менее значительные сводовые поднятия — Куойкско-Далдынское, Уджинское и Мунское, объединяемые иногда в единое Уджинско-Молодо-Мунское поднятие, или Лено-Поппигайский вал (Атласов, 1958, 1960). Перечисленные структуры различаются по тектоническому строению и являются разновозрастными образованиями, а поэтому их объединение не правомерно. Указанные поднятия совместно с Оленекским сводом в краевой восточной части Анабарской антеклизы образуют крупную приподнятую зону, состоящую из генетически различных структур. От Анабарского сводового поднятия эта зона отделена крупной Суханской впадиной, выделяемой иногда под названием Средне-Оленекской впадины или синеклизы (Горнштейн и др., 1963; Мокшанцев и др., 1964). Второй крупной отрицательной структурой древнего заложения здесь является Кютингдинский прогиб, разделяющий Оленекское и Куойкско-Далдынское поднятия. Кроме того, для этих районов антеклизы характерны молодые

отрицательные наложенные структуры, такие, как Попигаийский грабен и Аганыйлийская впадина, выполненные отложениями позднего мезозоя и кайнозоя.

На юге антеклизы, в пределах ее широкого юго-западного крыла, выполненного верхнекембрийскими, ордовикскими и силурийскими отложениями, развита система линейных валообразных структур северо-западного и субмеридионального простираний. Здесь выделяются Силигир-Тюнгское, Мархинское и Верхне-Вилуйское поднятия и Верхне-Моркокинская впадина. Эти структуры характеризуются значительной протяженностью, относительно небольшой шириной и незначительной амплитудой. Все они являются древними, по крайней мере доверженепалеозойскими образованиями, но различаются по строению. Одни из них состоят из ряда более мелких тектонических элементов — структур третьего и четвертого порядков, другие выражены в виде единой линейной структуры. Перечисленные тектонические элементы антеклизы осложнены структурами более высоких порядков, а некоторые из них — многочисленными разрывными нарушениями, придающими территории блоковое строение.

Изучению тектонического строения Анабарской антеклизы были посвящены многолетние работы И. П. Атласова, В. А. Вакара, К. К. Демокидова, В. В. Грицика, Б. Н. Леонова, В. М. Мельникова, М. И. Рабкина, Б. В. Ткаченко, Э. Н. Эрлиха и многих других, результаты исследований которых положены в основу настоящего очерка. Кроме того, были использованы материалы М. Н. Васильевой, Б. Г. Лопатина, Б. Н. Леонова, Л. М. Натапова, М. И. Рабкина, специально подготовленные для настоящей работы.

Анабарское сводовое поднятие занимает центральную часть антеклизы, территорию междуречья Анабара и Котуя, и входит в пределы Западной Якутии своей восточной половиной — частью свода, восточным и южным склонами. Поднятие имеет в плане форму равнобедренного треугольника с закругленными вершинами, размером в поперечнике 300—350 км. В его сводовой части на большой территории обнажаются породы архейского фундамента платформы, на крыльях — протерозойские и нижне- и среднепалеозойские отложения. На севере Анабарский свод ограничен Лено-Анабарским прогибом и на его погруженном крыле здесь развиты также отложения пермского возраста. С востока свод ограничен Суханской впадиной, в пределах которой на большой территории развиты верхнекембрийские породы, а на юге — широким южным склоном Анабарской антеклизы, выполненным верхнекембрийскими и более молодыми палеозойскими отложениями. Свод не имеет структурных ограничений. Его склоны постепенно переходят в крылья окружающих прогибов, а границы структуры проводятся в достаточной мере условно по периферии поля развития пород среднекембрийского возраста.

В строении Анабарского сводового поднятия выделяются два структурных комплекса, состоящих из дислоцированных в различном плане пород кристаллического архейского фундамента и протерозойско-кембрийских отложений платформенного чехла. Область распространения архейских пород фундамента, занимающая центральную, наиболее поднятую часть свода, выделяется в качестве самостоятельного тектонического подразделения платформы — Анабарского кристаллического массива.

Анабарский кристаллический массив имеет в плане форму, близкую к равнобедренному треугольнику со сторонами протяженностью до 300 км. Интенсивно дислоцированные породы архея образуют обширную сводоподобную структуру, достаточно полого погружающуюся от центра

массива под осадочный чехол платформы. Метаморфические толщи собраны в систему широких и относительно пологих антиклинальных структур типа антиклинориев и синклинориев, детали строения которых еще не очень ясны. Структуры шириной от 20 до 40 км и протяженностью от 150 до 300 км обычно асимметричны и имеют выдержанное северо-западное простираие, сложены разнообразными по форме складками нескольких порядков. Обычно складки второго порядка располагаются согласно с простираием основных структур массива, но иногда резко изменяют свое простираие до субмеридионального или запад-северо-западного. Так, в центральной части Анабарского массива имеется Желиндинский антиклинорий, который в северной части характеризуется симметричным веерообразным строением. Осложняющие его антиклинальные складки второго порядка наклонены или опрокинуты в стороны от свода, а в своде имеют вертикальные падения осевых плоскостей. Южнее антиклинорий приобретает асимметричное строение. Здесь складки второго порядка выражены изоклинальными и крупными линейными крутыми структурами, крылья которых имеют северо-восточное падение.

Вблизи восточной границы массива имеется Хапчанский синклинорий, сложенный породами хапчанской и верхнеанабарской серий. Амплитуда его прогибания относительно Желиндинского антиклинория превышает 700—800 м. Синклинорий асимметричен, сложен на западном крыле крупной зоной разломов и также характеризуется развитием интенсивной мелкой складчатости нескольких порядков.

Складки второго порядка, определяющие строение большей части территории Анабарского кристаллического массива, представлена структурами шириной от 1 до 5 км и протяженностью от 5 до 40 км. Размах их крыльев составляет 4—10 км. Большинство из них относится к сжатым крутопадающим изоклинальным складкам с вертикальным северо-западным или северо-восточным падением на крыльях (70—75°). В общем, преобладают северо-восточные падения, вероятно, ряд складов являются опрокинутыми. В пределах антиклинориев и синклинориев они образуют довольно сложную систему кулисообразно заходящих линейных структур то с пологими, то с достаточно резкими (до 15°) погружениями шарниров. Простираие этих складок, как отмечалось, обычно совпадает с простираием структур первого порядка, но в ряде районов на достаточно больших участках они приобретают субмеридиональную или запад-северо-западную ориентировку.

Наряду с линейными складками второго порядка, особенно в южных и юго-восточных частях кристаллического массива, распространены короткие овалы брахискладки шириной 2—3 км и протяженностью до 5—10 км.

Складчатые структуры высших порядков, осложняющие крупные линейные структуры, чрезвычайно разнообразны по форме. Кроме небольших изоклинальных складок здесь также встречаются простые антиклинали, крутые флексурные перегибы, мелкая дисгармоничная складчатость, связанная с различной пластичностью пород.

Весьма характерными элементами структуры Анабарского кристаллического массива являются крупные разломы, осложняющие его складчатое строение. Основными и самыми ранними являются региональные синорогенные архейские нарушения и мелкие зоны разрывов надвигового характера, согласные по отношению к складчатым структурам. Эти зоны представлены милонитами, катаклазитами, реже бластомилонитами и диафторитами. Одна из крупных надвиговых зон, выделенная Л. П. Смирновым под названием Анабарской, прослеживается через

весь Анабарский массив по западной части свода Джелидинского антиклинория. При общей ширине 2—3 км зона распадается на несколько сопряженных, иногда кулисообразно расположенных мелких полос катаклазитов и милонитов шириной до 400 м, в пределах которых отмечается вертикальное или крутое (70—80°) северо-восточное падение вторичной сланцеватости. Вторая мощная зона меридионального простириания протяженностью до 30 км выделяется М. И. Рабкиным и Е. И. Подкопаевым вдоль восточной границы краевого гранитоидного массива. Максимальная ширина этой зоны достигает 7 км, а ширина зоны сплошного развития милонитов колеблется от нескольких десятков или сотен метров до 1,5 км.

В пределах Хапчанского синклинория также выделяются две мощные и сложно построенные зоны дробления шириной до 8 км, состоящие из многочисленных клиновидных, небольшой величины блоков разнообразных метаморфических и изверженных пород, выведенных на дневную поверхность с различных глубин. Для этих зон характерно присутствие диафоритовых актинолит-альбитовых и других сланцев, эпидот-андрадит-клинопироксеновых пород и своеобразных кальцифиров с везувианом, волластонитом и гроссуляром, носящих следы перекристаллизации. В крайней юго-восточной части массива расположен надвиг северо-западного простириания, по которому породы хапчанской серии надвинуты на породы верхнеанабарской серии. Этот надвиг, так же как и другие мелкие синорогенные нарушения, сопровождается зонами катаклазитов и милонитов.

Вторая группа разрывных нарушений Анабарского кристаллического массива является посторогенной и относится к платформенному этапу развития региона и к этапу формирования сводового поднятия. Преобладают широтные и северо-восточные разрывы, секущие и складчатые структуры массива. Отмечаются и согласные разрывы, унаследовавшие тектонические линии древнего заложения. Разрывы крутопадающие, вертикальные и сбросо-сдвигового облика. Амплитуда горизонтального перемещения по отдельным разрывам достигает нескольких сотен метров. Нередко отдельные блоки сдвинуты относительно друг друга и несколько повернуты, различаются по ориентировке мелких складчатых структур. В пермо-триасовое время по многим из нарушений внедрились дайки долеритов и габбро-долеритов, основная масса которых приурочена к южному краю массива. В меньшей степени они отмечаются в пределах региональных зон дробления.

Южный и северо-восточный склоны Анабарского сводового поднятия, находящиеся на территории Якутской АССР, имеют простое строение. Слагающие их отложения протерозоя, нижнего и среднего кембрия весьма полого моноκлинално погружаются от границ кристаллического массива в стороны прилегающих прогибов, средний угол падения пород не превышает 30—40'. В отдельных районах намечается достаточно закономерное изменение углов падения вкрест простириания склонов; в погруженной части склона, вблизи границы с палеозойскими прогибами, углы падения слоев составляют 10—20' и возрастают по направлению к своду структуры до 2—3°, а в отдельных участках до 5—8°. Моноκлиналное залегание пород на склонах осложняется небольшими перегибами типа флексур, структурных террас и структурных носов небольшой амплитуды. Эти нарушения протягиваются параллельно склону Анабарского поднятия и связаны, вероятно, с большими разрывными нарушениями в фундаменте. Наиболее крупные из флексур сопровождаются разрывами и дайками долеритов. На северо-восточном склоне поднятия выделяются небольшие по размерам блоковые структуры, сложенные протерозойскими породами. Они



связаны с системой разломов северо-западного простирания, приуроченной к краевой части Анабарского кристаллического массива.

На южном склоне сводового поднятия также выделяются небольшие флексуры с размахом крыльев до нескольких десятков метров, а также отдельные разрывы северо-западного простирания, выполненные дайками долеритов. В. М. Мельников в качестве наиболее крупного осложнения на этом склоне выделяет субширотного простирания Кенеликанский вал, расположенный в бассейне рек Арга-Сала и Кенелекен (Горнштейн и др., 1963). Структура протяженностью около 300 км и шириной 30—40 км имеет амплитуду поднятия 250—300 м. Она осложнена крупными брахиоформными поднятиями длиной 50—60 км. Падение слоев на крыльях структуры не превышает 1°.

Склоны Анабарского сводового поднятия осложнены также молодыми наложенными структурами, Попигайским грабеном и Аганылийской впадиной, характеристика которых приведена ниже.

Уджинское сводовое поднятие располагается к востоку от Анабарского свода, в бассейне среднего и верхнего течений р. Уджа. Находясь в северной краевой части антеклизы в непосредственной близости к Лено-Анабарскому прогибу, испытавшему значительное прогибание в верхнем палеозое и мезозое, эта структура оказалась частично перекрытой пермскими, плинсбахскими и четвертичными отложениями. В бассейне р. Уджа обнажена только южная часть поднятия, изучение которой позволяет в самом общем виде судить об особенностях его тектонического строения.

В изученной части поднятие выражено в виде обширной сводоподобной структуры, сложенной породами протерозоя и кембрия. От Анабарского свода оно отделено широким плоским прогибом меридионального простирания, выполненным отложениями верхнего и среднего кембрия, шарнир которого погружается к югу в сторону Суханской впадины. На юге Уджинское поднятие ограничено Суханской впадиной, а на юго-востоке отделено от Куойкско-Далдынского сводового поднятия узким прогибом, выполненным породами майского яруса среднего кембрия. На склонах поднятия пласты полого погружаются в пределы указанных прогибов. Его границы не имеют четкого структурного выражения. Оно оконтуривается по выходам на дневную поверхность отложений нижнекембрийского возраста. Западная граница поднятия подчеркивается серией крупных разрывов субмеридионального простирания, протягивающихся от верховьев р. Чопко-Джелинде к р. Чымара. По этой системе разломов поднятие резко приподнято относительно прогиба, прилегающего к нему с запада. Падение пород на склонах поднятия обычно не превышает 20—30° и только на отдельных участках достигает 1—2°.

Присводовая часть Уджинского поднятия осложнена крупной корбчатой Уджинской антиклиналью, расположенной в междуречье Уджи и Чымара. Антиклинальная структура имеет ширину 25 км при протяженности до 100 км и простирается в меридиональном направлении. Она сложена отложениями средне-верхнепротерозойского возраста. В южной части антиклинали четко фиксируются достаточно крутые падения пластов на крыльях; на восточном — до 5—12° к юго-востоку, на западном — до 4—5° к юго-западу. Западное крыло антиклинали осложнено крупным меридиональным разломом, по которому контактируют верхнепротерозойские породы с отложениями майского яруса. Наряду с этим крупным нарушением в пределах антиклинали развита система мелких разрывов типа взбросо-сдвигов северо-восточной и северо-западной ориентировки, разбивающих ее свод на мелкие, в различной степени приподнятые блоки клиновидной формы. На

крыльях антиклинали подобные разрывы образуют клиновидной формы грабены, выполненные пермскими и мезозойскими отложениями. Амплитуда вертикального перемещения по этим нарушениям около 100 м и более. Эти блоковые структуры протягиваются далеко на север, где перекрыты чехлом четвертичных отложений. В верховьях р. Уджа Уджинское поднятие осложнено еще одной небольшой антиклинальной структурой, перекрытой в северной части породами плинсбаха. В видимой части складка простирается в меридиональном направлении на расстоянии до 10 км при ширине около 5 км, падение пород на крыльях не превышает 3—4°.

Оленекское сводовое поднятие расположено на северо-востоке Анабарской антеклизы в бассейне левобережья нижнего течения р. Оленек и р. Хорбусуонка. Оно образует крайний северо-восточный угол антеклизы, вдающийся далеко в поле развития мезозойских отложений и разделяющий Лено-Анабарский и Приверхоанский краевые прогибы. Поднятие имеет форму несколько вытянутого в меридиональном направлении овала до 200 км в поперечнике. В его сводовой части обнажаются наиболее древние породы протерозоя и кембрийские отложения, а на крыльях, обращенных к прогибам, верхнепалеозойские и мезозойские отложения.

Границы Оленекского поднятия определяются условно. В связи с тем, что породы фундамента и нижнего палеозоя, слагающие свод структуры, погружаются в стороны прогибов по системе разломов, границы поднятия не имеют четкого структурного выражения и проводятся по зонам резкого увеличения мощностей мезозойских отложений на погруженных его склонах. Эти зоны сопровождаются иногда мелкими флексурными перегибами, разрывами и приразломными складками. На юге и юго-западе граница сводового поднятия определяется системой параллельных разломов северо-западного простирания, отделяющих его от Кютингдинского прогиба Анабарской антеклизы.

В строении Оленекского поднятия принимают участие различно дислоцированные толщи. Наиболее древние образования, относящиеся к протерозойскому фундаменту, обнажаются в крайней восточной части свода структуры, вблизи границы с Приверхоанским прогибом, в бассейне рек Солооли и Эекит. Эти отложения собраны в складки северо-северо-западного простирания (310—340°) и прорваны интрузиями гранитоидов. Складки резкие, асимметричные, шириной 2—3 км, с крутыми восточными (70—85°) и более пологими западными (50°) крыльями. Как правило, они осложнены мелкой дополнительной складчатостью и многочисленными сбросами и взбросами небольшой амплитуды. Западнее эти интенсивно дислоцированные толщи перекрываются отложениями солоолийской серии протерозоя, погружающимися к северу и северо-западу с углами 7—10°. В свою очередь эти образования с угловым несогласием перекрываются породами хорбусуонской серии верхнего протерозоя, развитыми на западе и севере свода, которые погружаются, как и породы кембрия, на север и запад под углами 1—2°.

Склоны Оленекского поднятия сложены породами перми, триаса и юры, которые весьма полого погружаются от свода в стороны прилегающих прогибов. На северном и северо-западном его склонах они с резким азимутальным несогласием залегают на различных горизонтах кембрийских отложений, а на восточном и юго-восточном склонах на протерозойских образованиях. Падение верхнепалеозойских и мезозойских отложений изменяется от северо-западного, северного и северо-восточного на севере поднятия до восточного и юго-восточного на его восточном склоне, что явно не согласуется с характером залегания кембрийских и протерозойских толщ в сводовой части поднятия.

Обнажающиеся в центральной части поднятия древние образования платформы слагают северо-западное переклиналное окончание крупной более древней структуры, переработанной движениями верхнепалеозойского и мезозойского времени. Это древнее поднятие северо-западного простиранья, получившее название Солоолийского свода (Атласов, 1960), формировалось, вероятно, в течение всего протерозоя. В верхнем протерозое произошла некоторая перестройка его структурного плана, выражающаяся в смещении его свода к северу, но в целом как единое валлообразное поднятие древней Сибирской платформы эта структура существовала и развивалась по крайней мере до конца верхнего кембрия. Сводовая часть Солоолийского поднятия располагалась, вероятно, на территории современного Ленского прогиба.

Склоны Оленекского поднятия и особенно древние складчатые структуры его сводовой части осложнены небольшим числом пликативных нарушений и многочисленными разрывами. Большинство разломов — крутопадающие и вертикальные, сбросового характера, ориентированы в северо-западном направлении. Нарушения разбивают свод поднятия на ряд крупных блоков, приподнятых относительно друг друга, отделяющихся либо одним разрывом с амплитудой в несколько сотен метров, либо серией кулисообразно расположенных мелких разрывов протяженностью до 40—70 км и с амплитудой 20—80 м. В пределах западной части Оленекского поднятия разломы формируют пять крупных блоков северо-западного простиранья шириной от 6 до 20 км, смещенных относительно друг друга на 100—250 м. Они создают сложный горст, в котором центральный блок наиболее приподнят, а блоки, непосредственно прилегающие к нему с северо-востока и юго-запада, максимально опущены. Крупные блоки осложнены многочисленными небольшими параллельными разрывами с амплитудами менее чем 80 м, определяющими мелкоблоковое строение района. Пликативные нарушения в пределах свода немногочисленны и представлены мелкими перегибами в залегании пород, небольшими структурами типа куполов или вытянутых в северо-западном направлении брахиформных поднятий, которые также интенсивно осложнены разломами. Эти поднятия имеют протяженность от 2—3 до 10—15 км с амплитудой от нескольких десятков до 100—150 м при падении пластов на крыльях менее 1° (Атласов 1960).

Склоны Оленекского сводового поднятия, сложенные породами верхнего палеозоя и мезозоя, характеризуются спокойным погружением слоев в стороны краевых прогибов. Падение их обычно составляет 20—30' и только на отдельных участках, в зонах небольших флексурных перегибов оно увеличивается до 2—3°. Восточный склон поднятия, обращенный в сторону Приверхоанского прогиба, несколько более крутой, чем северный и северо-западный; местами здесь фиксируются наклоны слоев до 6—7° (Горнштейн и др., 1963).

Куойкско-Далдынское поднятие расположено в междуречье Молодо и Оленека к югу и юго-западу от Оленекского поднятия и отделено от последнего Кютингдинским прогибом (рис. 7). Поднятие имеет в плане форму обширного свода, вытянутого в северо-западном направлении, шириной 80—100 км и протяженностью до 230 км. В центральных частях поднятия обнажаются протерозойские и нижнекембрийские отложения. На территории прилегающих к поднятию структур развиты более молодые отложения. На северо-востоке поднятие примыкает к Кютингдинскому прогибу, выполненному верхнекембрийскими и каменноугольными отложениями, от которого отделено системой разломов северо-западного простиранья. На востоке поднятие ограничено площадью распространения мезозойских отложений Приверхоанского

краевого прогиба, а на юге и западе его граница фиксируется по распространению верхнекембрийских пород, выполняющих Суханскую впадину. В поперечном профиле поднятие имеет асимметричное строение: юго-западное крыло, примыкающее к Суханской впадине, широкое и пологое, падение слоев менее  $1^\circ$ ; северо-восточное крыло — короткое и крутое, осложнено разрывами.

В присводовой части поднятия по выходам наиболее древних толщ выделяются две сильно нарушенные разломами куполовидные складки — Куойкская и Далдынская. Первая из них, расположенная на северо-западе в районе устья р. Куойка, имеет изометричную форму с поперечником 50—60 км. В ее сводовой части обнажаются породы верх-

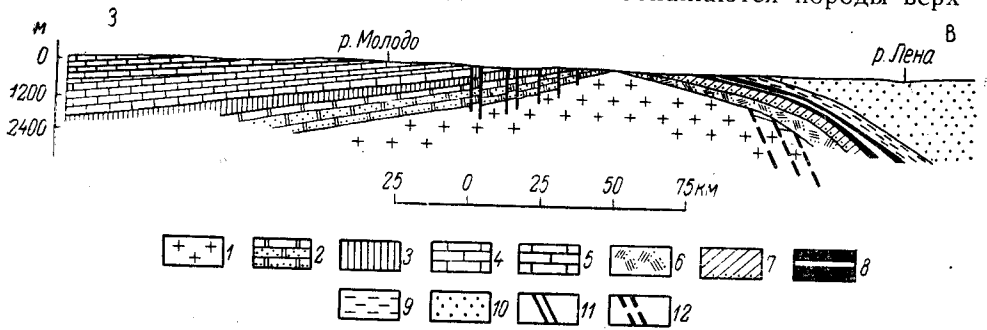


Рис. 7. Геологический профиль через юго-восточную часть Куойско-Далдынского поднятия. Составил А. В. Лейпциг

1 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — верхнепротерозойские конгломераты, песчаники, известняки, доломиты; 3 — нижнекембрийские известняки, алевролиты; 4 — среднекембрийские известняки, мергели; 5 — верхнекембрийские известняки и глинистые известняки; 6 — пермские грубозернистые песчаники; 7 — триасово-среднеюрские песчаники, алевролиты; 8 — среднеюрские преимущественно глинистые породы; 9 — верхнеюрские песчаники, угленосные породы; 10 — нижнемеловые слабо сцементированные песчаники; 11 — сбросы; 12 — предполагаемые разломы в фундаменте

него протерозоя (туркютская свита), которые на склонах сменяются согласно залегающими нижнекембрийскими отложениями. Далдынское поднятие, находящееся на юго-востоке в бассейне р. Молодо, представляет собой часть вытянутой в северо-западном направлении пологой валлообразной структуры протяженностью до 100 км и шириной 60—70 км. Складки сложены протерозойскими и нижнекембрийскими породами, причем первые из них встречаются на юго-восточной окраине свода, тяготеющей к Приверхоянскому краевому прогибу. Здесь, как и в пределах Оленекского поднятия, фиксируется только западная часть древней Далдынской антиклинали, свод и восточное окончание которой перекрыты на востоке мезозойскими отложениями Приверхоянского краевого прогиба.

Между Куойкской и Далдынской структурами, в междуречье Оленека и Молодо, располагается пологая широкая седловина, сложенная, как и погруженные крылья Куойско-Далдынского поднятия, породами среднего кембрия.

Складчатые структуры Куойско-Далдынского поднятия интенсивно нарушены многочисленными крутопадающими сбросами ( $75^\circ$ — $85^\circ$ ). Большинство нарушений ориентировано в северо-западном направлении, отдельные из них имеют северо-восточное, субмеридиональное или субширотное простирания. Амплитуда перемещений по разрывам обычно составляет 20—60 м, а по некоторым достигает 180—200 м. Нарушения имеют протяженность от 2—3 до 100—120 км, преобладают разрывы длиной 10—20 км. Наибольшая густота сети разломов, а также максимальные их протяженности и амплитуды перемещения отмечаются на крутом северо-восточном крыле Куойско-Далдынского

поднятия в зоне сочленения с Кютингдинским прогибом. Эта сеть разломов разбивает поднятие на многочисленные узкие блоки, вытянутые в северо-западном направлении, средняя ширина которых не превышает нескольких километров. В общем, более значительные сбросы разбивают поднятие на 4—5 крупных блоков, смещенных относительно друг друга на высоту от 50 до 250 м. В пределах каждого из этих блоков породы залегают почти горизонтально. В свою очередь эти блоки разбиты на многочисленные мелкие блоки со смещениями от нескольких до первых десятков метров.

Подобное блоковое строение Куойкско-Далдынского поднятия наиболее четко выражено в его приподнятой юго-восточной части; к северо-западу по мере погружения пород фундамента часть разломов затухает и амплитуды перемещения по многим из них уменьшаются, и здесь поднятие приобретает облик нормальной антиклинальной структуры с более крутым северо-восточным крылом и осложненной разломами. С разрывными нарушениями поднятия связаны многочисленные проявления траппового магматизма в виде покровов и даек верхнепермского — нижнетриасового возраста. Дайки и пластовые тела наиболее широко развиты в северо-западной части поднятия, в бассейне р. Оленек и в междуречье Оленека и Молодо. Крупные горизонтальные залегающие тела траппов несогласно перекрывают складчатые структуры, сложенные протерозойскими и кембрийскими отложениями.

Кютингдинский прогиб, разделяющий Оленекское и Куойкско-Далдынское поднятия, расположен в бассейне р. Кютингде — правого притока р. Оленек. Прогиб представляет собой вытянутую в северо-западном направлении отрицательную блоковую структуру, выполненную отложениями верхнекембрийского и нижнекаменноугольного возраста. Ширина прогиба 50—70 км, протяженность до 180 км. По характеру залегания толщ четко намечается синклинальное строение структуры с погружением ее шарнира в юго-восточном направлении. Падение пород на крыльях прогиба составляет 2—4° и постепенно уменьшается в его осевой части до 1°—0°40'. Верхнекембрийские отложения развиты только в северо-западной части прогиба и по характеру их залегания здесь намечается центриклинальное окончание структуры. В юго-восточном направлении породы кембрия погружаются под отложения нижнекаменноугольного возраста, причем амплитуда погружения кровли кембрийских толщ составляет в пределах прогиба 400—500 м. В крайней юго-восточной части прогиба развиты также маломощные пермские и в меньшей степени, мезозойские отложения, заходящие сюда в виде залива со стороны Приверхоянского краевого прогиба.

Верхние части крыльев Кютингдинского прогиба осложнены протяженными разломами или зонами разломов, которые, как уже отмечалось, отделяют его от Оленекского и Куойкско-Далдынского сводовых поднятий. На северо-восточном крыле располагается узкая зона параллельных разрывов протяженностью около 90 км. На левобережье р. Оленек вертикальное смещение крыльев по этой зоне составляет около 150 м; на правом берегу р. Оленек, где контактируют различные горизонты кембрийских отложений, — 300 м, а в крайней юго-восточной части прогиба амплитуда вертикального перемещения превышает 600 м. По разломам в этом районе контактируют отложения верхнего протерозоя и нижнего кембрия Оленекского поднятия и отложения турнейского возраста Кютингдинского прогиба. Далее на юго-восток эта зона нарушений фиксируется по данным геофизических исследований в фундаменте Приверхоянского прогиба, а в отложениях мезозоя про-

гиба ей соответствует крупный флексурный перегиб с опущенным юго-западным крылом, осложненный мелкими складками и разрывами.

Аналогичная зона разломов располагается на юго-восточном крыле прогиба, на границе с Куойкско-Далдынским поднятием. В бассейне р. Оленек, где по разломам контактируют различные горизонты пород кембрия, амплитуда перемещения крыльев составляет 200—250 м, которая постепенно возрастает к юго-востоку до 400 м и более. На крайнем юго-востоке по этой системе нарушений контактируют породы нижнего кембрия Куойкско-Далдынского поднятия и пермские отложения, выполняющие здесь наиболее погруженную восточную часть Кютингдинского прогиба. Продолжение этого нарушения также фиксируется на значительном расстоянии в фундаменте Приверхоанского прогиба, а в мезозойских отложениях ему соответствует флексурный перегиб с опущенным северо-восточным крылом.

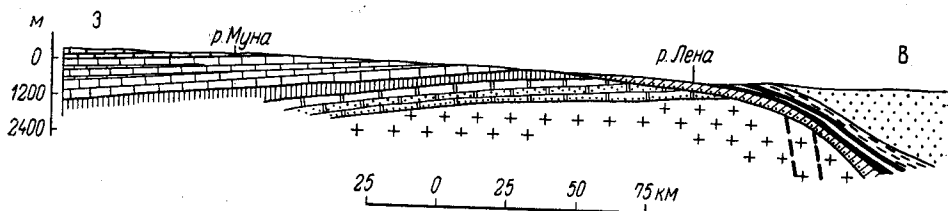


Рис. 8. Геологический профиль через Мунское поднятие. Составил А. В. Лейпциг. Условные обозначения см. на рис. 7

На северо-западе, в бассейне р. Оленек, Кютингдинский прогиб замыкается. Ограничивающие его разломы постепенно уменьшаются по амплитуде и затухают, а по верхнекембрийским отложениям намечается центроклинальное окончание структуры. Толщи пород центрoклинали и более западного участка разбиты многочисленными мелкими разрывами северо-западного и северо-восточного простираний на мелкие блоки, в пределах которых отложения кембрия залегают практически горизонтально. Какой-либо отрицательной структуры на продолжении Кютингдинского прогиба здесь не устанавливается. Далее к западу отложения кембрия приобретают западное падение и полого погружаются в сторону Суханской впадины, так же как и кембрийские отложения западного склона Куойкско-Далдынского поднятия. Таким образом, к западу от Кютингдинского прогиба, на границе с Суханской впадиной, расположено небольшое по размерам и амплитуде узкое поднятие, протягивающееся от Куойкско-Далдынского к Оленекскому сводовым поднятиям и ограничивающее прогиб.

Следует подчеркнуть, что краевые разломы обусловили формирование Кютингдинского прогиба. Они определяют не только положение и конфигурацию прогиба, но и его прогибание относительно примыкающих сводовых поднятий. Основные движения по разломам, очевидно, проявились в среднем и верхнем палеозое, в начале мезозоя и в позднем мезозое. Кютингдинский прогиб следует рассматривать как крупную грабен-синклинали длительного развития с крутым падением шарнира в юго-восточном направлении.

Мунское сводовое поднятие расположено в крайней юго-восточной части Анабарской антеклизы, в бассейнах нижних течений рек Муна, Хахан, Кюленке и верховьев р. Линде (рис. 8). Совместно с Оленекским и Куойкско-Далдынским поднятиями оно образует приподнятую зону, протягивающуюся по восточному краю антеклизы вдоль ее границы с Приверхоанским краевым прогибом. Сводовому поднятию соот-

ветствует выступ в рельефе фундамента с глубиной залегания около 1500—2000 м. Поднятие имеет в плане форму обширного свода, вытянутого в меридиональном направлении, ширина его 140—170 км, протяженность до 220—250 км. В своде обнажаются отложения нижнекембрия; на западном крыле развиты среднекембрийские породы, полого погружающиеся в сторону Суханской впадины, а на восточном — мезозойские, наклоненные в сторону Приверхоянского прогиба. Поднятие не имеет четких структурных ограничений; его склоны постепенно переходят в крылья прилегающих впадин без существенного изменения углов падения и мощностей осадков. Западная и северо-западная границы условно проводятся по зоне отложений амгинского яруса среднего кембрия, а восточная и юго-восточная — по нижне-среднеюрским отложениям.

Мунское поднятие имеет широкую плоскую сводовую часть. Его западное крыло пологое и широкое, с углами падения слоев  $0^{\circ}30'$ — $1^{\circ}$ , а восточное — более крутое и короткое, с падениями пластов до  $1$ — $3^{\circ}$ . Плоский свод осложнен мелкими перегибами слоев и небольшими куполовидными складками, амплитуда которых не превышает обычно нескольких десятков метров, а углы наклона крыльев измеряются десятками минут. Наиболее крупные из этих складок достигают 10—12 км в поперечнике. Еще более мелкие осложнения характерны для пологого западного склона поднятия. На восточном крутом склоне, по геофизическим данным и материалам бурения, по юрским отложениям установлены два структурных носа — Жиганский и Кастатымский. Они характеризуются широкими пологими сводами, осложненными мелкими куполовидными складками, и относительно крутыми крыльями с падением слоев до  $3$ — $5^{\circ}$  (Панов, 1960в). На восточном склоне также устанавливаются мелкие продольные флексурные перегибы с углами падения пород до  $3^{\circ}$ , сопровождаемые, как правило, небольшими разрывами с амплитудой перемещения крыльев до 10 м. Эти флексурные перегибы разделены широкими зонами пологого залегания мезозойских отложений ( $1^{\circ}$ — $1^{\circ}30'$ ), которые, вероятно, связаны с разломами в фундаменте, определяющими его ступенчатое погружение в сторону Приверхоянского прогиба. Разрывные нарушения в пределах свода и западного крыла поднятия немногочисленны и выражены сбросами северо-западного простирания протяженностью от нескольких до 20—30 км, с амплитудами перемещения крыльев до нескольких десятков метров.

Характерной особенностью строения Мунского поднятия, как и Оленекского, является несовпадение его структурных планов по нижнепалеозойским и мезозойским отложениям. Отложения юры на восточном склоне поднятия несогласно залегают на различных горизонтах кембрия. На южном и северном окончаниях поднятия они лежат на породах среднего кембрия, а в его присводовой части — на отложениях нижнекембрийского возраста. Причем юрские отложения во всех этих районах наклонены в восточных румбах, а нижнепалеозойские имеют пологое западное падение. В связи с таким резким угловым несогласием мезозойские отложения по направлению к востоку перекрывают все более древние образования платформы, а на территории Приверхоянского прогиба, как показали данные бурения в районе с. Жиганск и устья р. Джарджан, они залегают на протерозойских или архейских кристаллических породах. Здесь по отложениям протерозоя и кембрия, как и на Оленекском сводовом поднятии, устанавливается древняя до-мезозойская структура, сводовая часть которой располагалась значительно восточнее, за пределами Анабарской антеклизы. При формировании Верхоянской геосинклинали и Приверхоянского краевого про-

гиба большая часть этой структуры была опущена и перекрыта мезозойскими отложениями и только ее крайняя западная часть в позднем мезозое в связи с возникновением Мунского поднятия испытала достаточно интенсивный подъем. Сводовая часть и западное крыло Мунского поднятия, вероятно, представляют собой реликт западного окончания древней структуры, выделенной в качестве Собопольского поднятия (Лейпциг, 1964).

Следует подчеркнуть, что не только Мунское поднятие, но и вся восточная краевая зона Анабарской антеклизы, примыкающая к Приверхоянскому прогибу, является несколько приподнятой. Это относится и к району, расположенному между Мунским и Куойкско-Далдыным поднятиями, выделяемому иногда под названием Сюнгюдинской седловины. В своде этого линейного поднятия обнажаются залегающие горизонтально или со слабым наклоном к западу породы среднего кембрия, на восточном крыле развиты мезозойские отложения Приверхоянского прогиба, а на западном — верхнекембрийские отложения Суханской впадины.

Суханская впадина расположена в бассейнах средних течений рек Анабар, Оленек и Муна, занимая центральное положение среди структур рассматриваемой части Анабарской антеклизы. Впадина выполнена породами верхнего кембрия и имеет в плане по этим отложениям форму неправильного, несколько вытянутого в меридиональном направлении овала длиной около 380—400 км и шириной 270—280 км. На западе она ограничена склонами Анабарского сводового поднятия, на юге и юго-востоке — Силигир-Тюнгским и Мунским поднятиями, а на севере и востоке примыкает к склонам Уджинского и Куойкско-Далдынского поднятий. Южная и западная границы впадины достаточно ровные и прямолинейные, тогда как северная и восточная — неровные, определяются контуром молодых сводовых поднятий. В большинстве границы не имеют четкого структурного выражения. Постепенный переход фиксируется от склонов Мунского и Анабарского сводовых поднятий, а также Силигир-Тюнгского, где углы наклона слоев к центру впадины составляют от 10—20' до 40'—1°20'. Граница с Уджинским и Куойкско-Далдыным поднятиями подчеркивается флексурными перегибами. В пределах этой флексуры (Оленекской), ширина которой равна 15—20 км, происходит резкое погружение кембрийских отложений при возрастании углов падения слоев от 30' до 1—3° при скачкообразном увеличении их мощности более чем на 400 м. В плане на северо-востоке флексура совпадает с контурами развития верхнекембрийских отложений, выполняющих Суханскую впадину, и протягивается от юго-западного склона Куойкско-Далдынского поднятия до юго-западного склона Уджинского поднятия. Западнее флексура не прослеживается. Здесь, в междуречье рек Анабар и Уджа, Суханская впадина в виде узкого залива заходит далеко на север, разделяя Анабарское и Уджинское сводовое поднятия. Этот узкий прогиб выполнен отложениями среднего и верхнего кембрия, которые очень полого наклонены к осевой зоне структуры.

Суханская впадина имеет асимметричное строение. Ее западная часть, примыкающая к склонам Анабарского сводового поднятия, наиболее прогнута, и здесь углы падения слоев несколько круче. Мощность верхнекембрийских отложений возрастает с востока на запад, возрастание иногда происходит скачкообразно. Значительное увеличение мощностей отмечается вдоль северо-западной границы впадины, в пределах установленного здесь флексурного перегиба, а также в центральной зоне впадины, по линии, проходящей через устья рек Биректе, Укукит и верховья р. Моторчуна (Эрлих, 1962а). В централь-



ной части Суханская впадина осложнена Мерчимдинским валом, разделяющим ее на два обособленных прогиба. Вал протягивается в меридиональном направлении вдоль долины р. Оленек и выражен в виде двух структурных носов, направленных навстречу друг другу с севера на юг. На крыльях впадины в присводовой части вала обнажаются породы среднего кембрия, а ближе к центру, по мере погружения шарнира, — нижние горизонты верхнекембрийских отложений. В краевых частях впадины ширина вала достигает 30—40 км, а углы падения пород на крыльях составляют от нескольких до 15—20'. В центральной части вал выполаживается и по верхнекембрийским отложениям выражается в виде обширного пологого поднятия с углами наклона крыльев до 10'.

К востоку от Мерчимдинского вала располагается Моторчунская впадина, имеющая в плане форму овала, вытянутого в север-северо-восточном направлении. Размеры впадины 100×60 км. В центре ее породы залегают горизонтально и весьма полого — от 10 до 20' на крыльях. Западнее вала располагается Биректинская впадина, характеризующаяся достаточно сложной конфигурацией. В общем она ориентирована субмеридионально. Ее центральная часть расположена в междуречье Укукит — Биректе, занимая наиболее прогнутую центральную зону Суханской впадины. На севере впадина раздваивается; одна из ее ветвей имеет северо-восточное простирание, другая — север-северо-западное (Атласов, 1960; Эрлих, 1962а). Впадина асимметрична, более крутым является юго-восточное крыло (20—40'). Ее размеры 110—120×80 км.

Отложения, выполняющие Суханскую впадину, залегают чрезвычайно спокойно. Не наблюдается каких-либо крупных осложнений третьего или четвертого порядков, но все же отмечается волнистое залегание пород, которое выражается в смене участков различно наклоненных слоев (до десятков минут) и участков с горизонтальным залеганием пород. Разрывные нарушения в пределах впадины немногочисленны, небольшой протяженности, с малыми амплитудами перемещения крыльев. Они относятся к двум пересекающимся системам северо-восточного и северо-западного простираний. К разломам приурочены кимберлитовые трубки и жилы, резе дайки долеритов.

Суханская впадина как крупная отрицательная структура Анабарской антеклизы четко выделяется и в рельефе фундамента платформы, имея несколько более сложное строение, чем по кембрийским отложениям. Поверхность фундамента весьма полого погружается на восток от Анабарского кристаллического массива в центральную часть впадины, затем воздымается в направлении Куойкско-Далдынского и Мунского поднятий. В центральной зоне впадины отмечаются ступенчатое изменение глубины залегания фундамента и достаточно расчлененный его рельеф. Резкое изменение глубин фундамента происходит в бассейне р. Куонамка, на западном склоне впадины, а также в бассейне среднего течения р. Укукит, в верховьях р. Чымара и др. По поверхности фундамента в центральной части впадины выделяется крутое валообразное поднятие с глубиной залегания кристаллических пород фундамента порядка 1500—2000 м, протягивающееся в меридиональном направлении от р. Чымара до среднего течения р. Укукит. Это поднятие разделяет два параллельных грабеноподобных прогиба в фундаменте; в пределах западного прогиба мощность осадочного чехла достигает 3000 м, а в восточном — до 5000 м. Эта система впадин и поднятий фундамента, связанная с разломами меридионального простирания, рассматривается Ю. А. Косыгиным (Косыгин и др., 1962) как Уджинский авлакоген. В южном направлении эти структуры постепенно затухают, затем фун-

дамент плавно подымается до глубин 1500—2000 м в пределах Мунского и Силигир-Тюнгского поднятий.

Юго-западная часть Анабарской антеклизы в бассейне верхних течений рек Оленек и Марха представляет собой обширный склон с чрезвычайно пологим падением слоев к югу-и юго-западу. Здесь отложения верхнего кембрия, ордовика и силура полого погружаются от Анабарского свода в сторону Тунгусской и Вилюйской синеклиз. На склоне антеклизы имеются крупные валообразные структуры различного строения, среди которых выделяются Силигир-Тюнгский порог, Мархинское и Верхне-Вилюйское валообразное поднятия, разделяющие их пологие впадины и различные более мелкие структурные осложнения.

Силигир-Тюнгский порог является наиболее крупной из валообразных структур Анабарской антеклизы. Он прослеживается на расстоянии более 350 км от верховьев р. Линде до Оленекской петли и устья р. Арга-Сала, простираение его северо-западное. Поднятие разделяет Суханскую впадину и погруженный юго-западный склон антеклизы, сложенный породами верхнего кембрия, в пределах которого на границе с Силигир-Тюнгским порогом В. В. Грициком (1962) выделяется Верхне-Мунская впадина. На юго-востоке порог примыкает к западному и юго-западному склонам Мунского сводового поднятия, а на северо-западе — к южному склону Анабарского сводового поднятия. В его строении принимают участие среднекембрийские отложения, слагающие сводовую часть, и нижние горизонты верхнекембрийских отложений, развитые на погруженных крыльях. Границы поднятия с прилегающими впадинами нечеткие и проводятся в достаточной мере условно по контурам распространения на дневной поверхности пород майского яруса среднего кембрия. Шарнир порога изогнут, он полого поднимается к северо-западу и юго-востоку, в сторону Анабарского и Мунского сводовых поднятий, а максимальное его погружение отмечается в средней части структуры, в районе Оленекской петли. Соответственно изменяется ширина структуры. Вблизи Оленекской петли и в верховьях р. Муна по отложениям среднего кембрия она не превышает 60 км, а к северо-западу и юго-востоку увеличивается до 100—120 км.

Порог имеет асимметричное строение, что четко фиксируется в его центральной наиболее погруженной части. Северо-восточное крыло порога, обращенное к Суханской впадине, более крутое. Здесь пласты имеют падение до  $1^{\circ}$ — $1^{\circ}30'$ , тогда как на юго-западном крыле оно не превышает  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ . Амплитуда поднятия 250—300 м. Осложнения второго порядка немногочисленны. В связи с ундуляцией шарнира в своде проявляются небольшие куполовидные поднятия и брахиформные антиклинали с амплитудами до нескольких десятков метров. В северо-западной части структуры находятся отдельные сбросы с амплитудами перемещения до 20—30 м.

На северо-востоке порог примыкает к южному склону Анабарского сводового поднятия и здесь (приустьевая часть р. Арга-Сала) его северо-восточное крыло выполаживается, замещается широкой моноклиналию широтного простираения с пологим падением пород в южном направлении. В пределах этой моноклиналии отмечаются отдельные флексурные перегибы, складки, наиболее крупная из которых — Кенелекенский вал — рассматривается иногда в качестве продолжения Силигир-Тюнгского поднятия (Горнштейн и др., 1963).

В рельефе фундамента Силигир-Тюнгскому порогу также соответствует валоподобная структура, протягивающаяся между Анабарским

и Мунским сводовыми поднятиями. Она имеет ширину 50—60 км в районе Оленекской петли и расширяется до 100 км вблизи сводовых поднятий. Глубина залегания фундамента в пределах порога составляет 1500—2000 м, а амплитуда относительно прогнувшихся районов Суханской впадины 2000—2500 м. По данным К. В. Мокшанцева и др. (1964), осевая линия поднятия фундамента на 20—25 км смещена к северо-востоку относительно оси Силигир-Тюнгского порога, фиксируемой по среднекембрийским отложениям.

Мархинский вал представляет собой протяженную структуру северо-западного простирания, прослеживающуюся на 200—210 км по левобережью р. Марха от р. Моркока до р. Силигир. В строении его свода участвует мархинская свита верхнего кембрия, на крыльях развиты отложения нижнего и среднего ордовика. Вал имеет асимметричное строение. Северо-восточное крыло короткое и крутое, с падением слоев 8—10°; ранее оно выделялось Е. И. Карнутовой, Е. С. Кутейниковым и др. под названием Мархинской, или Далдынской, флексуры (Грицик, 1962; Горнштейн и др., 1963). Юго-западное крыло пологое, с падением слоев 20—30'. Ширина поднятия по развитию мархинской свиты 20—40 км, амплитуда 150—180 м. Широкая плоская присводовая часть вала осложнена мелкими куполовидными поднятиями и впадинами. На пологом юго-западном крыле развиты небольшие по протяженности линейные складки с амплитудой до нескольких десятков метров. В пределах же свода наблюдаются небольшие по амплитуде разрывные нарушения преимущественно северо-западного простирания, с которым нередко связаны дайки, силлы траппов и кимберлитовые трубки.

На продолжении Мархинского вала к северу, в бассейне р. Орто-Силигир, расположено несколько небольших куполовидных и брахиформных складок, из которых наиболее крупной является Орто-Силигирская. Эта структура протяженностью 25—30 км и шириной 8—12 км имеет широтное простирание, асимметричное строение, с крутым флексуорообразным северным крылом. Падение слоев на северном крыле 9—10°, тогда как на южном оно не превышает 2°. Амплитуда поднятия 100—120 м.

Это и другие мелкие поднятия, находящиеся к северу — в бассейне р. Силигир, объединяются иногда совместно с Мархинским валом в единую структуру, которая выделяется под названием Мархинского вала (Горнштейн и др., 1963), или Мархинской седловины (Мокшанцев и др., 1964). Фундамент в пределах Мархинского вала залегает, по данным бурения, на глубине 2500 м, отмечаются также резкое сокращение мощности протерозойских отложений по сравнению с другими районами Анабарской антеклизы и уменьшение на своде структуры мощностей верхнекембрийских отложений.

Мархинский вал отделен от Силигир-Тюнгского порога широкой зоной весьма спокойного залегания ордовикских отложений, выделяемой В. В. Грициком (1962) в Верхне-Мунскую впадину. В рельефе кровли фундамента этой впадине соответствует прогиб с глубиной залегания до 3500 м. На общем фоне почти горизонтального залегания ордовикских отложений здесь намечается ряд брахиформных и куполовидных структур небольшой амплитуды и протяженности, но в юго-западной части впадины около Мархинского вала выделяется достаточно крупная и четко выраженная синклиналиная структура — Ханьинская плакосинклиналь (Грицик, 1962). Эта складка, протяженностью 200—240 км и шириной 20—25 км характеризуется весьма пологим падением крыльев, небольшой амплитудой прогибания и состоит из небольших плоских впадин, осложненных брахиантиклиналями.

Аналогичное спокойное залегание палеозойских пород устанавливается на большой территории к западу и северо-западу от Мархинского вала. Здесь пласты породы ордовика весьма полого (20—30') наклонены к юго-западу и осложнены небольшими мелкими своеобразными структурами. Наиболее крупным осложнением является Далдынская флексура, где слои падают на юго-запад под углом до 4°. К ней приурочены мелкие разрывные нарушения и кимберлитовые тела, а также Маастахский блок, ограниченный полукольцевым разломом сложной конфигурации, с амплитудой от 30 до 100 м.

Верхне-Моркокинская впадина расположена в бассейне верхнего течения р. Моркока, на погруженном юго-западном склоне Анабарской антеклизы, к западу от Далдынской флексуры и Маастахского блока. Она протягивается в северо-западном направлении, вдоль долины р. Моркока, на расстояние около 400 км при ширине 180—200 км. Ее приосевую часть заполняют отложения венлокского яруса и девона, а на крыльях и на сопряженных с поднятиями площадях развиты лlandoверские и верхнеордовикские отложения. Наклон крыльев структуры не превышает 20'. В пределах впадины по выходам отложений девонского возраста намечаются два самостоятельных прогиба, разделенных зоной относительного поднятия. В верховьях р. Могды выделяется Верхне-Томбинская впадина, а в верхнем течении р. Моркока — Моркокинская.

Южная часть Верхне-Моркокинской впадины перекрыта маломощными почти горизонтально залегающими верхнепалеозойскими и нижнетриасовыми породами Тунгусской синеклизы. В связи с этим окончание структуры и ее взаимоотношения с расположенными южнее структурами Тунгусской синеклизы остаются неясными. Кроме того, здесь широко развиты пластовые интрузии траппов, связанные с Вилюйско-Котуйской зоной разломов, перекрывающие нижне-среднепалеозойские толщи и маскирующие детали строения впадины.

С запада Верхне-Маркокинская впадина ограничена протяженным Верхне-Вилюйским погребенным валообразным поднятием, которое в равной мере может рассматриваться в качестве структуры юго-западного склона Анабарской антеклизы либо Тунгусской синеклизы. Это поднятие фиксируется по выходам на дневную поверхность ордовикских и силурийских пород среди поля развития перми и триаса и имеет общее северо-западное простирание, аналогичное простиранию большинства валоподобных структур юга антеклизы. Мощность пермских и триасовых отложений невелика. Они могут быть отнесены к образованиям склона Тунгусской синеклизы, примыкающей к Анабарской антеклизе, либо к отложениям собственно склона антеклизы, испытавшему в перми и раннем триасе частичное опускание. Этот молодой комплекс отложений несогласно перекрывает толщи пород, участвующих в строении антеклизы.

Как уже отмечалось, наряду со структурами древнего заложения на территории Анабарской антеклизы устанавливаются более молодые наложенные впадины — Попигайский грабен и Агынылийская впадина. Они входят своими восточными частями в пределы Западной Якутии.

Попигайский грабен расположен в северной части антеклизы, в бассейне верхнего и среднего течений р. Попигай, на северном склоне Анабарского сводового поднятия. Он представляет собой округлую впадину, ограниченную зонами разломов. Сочетание зон разломов различной ориентировки образует систему, близкую к кольцевой, с поперечником до 90 км. Грабен выполнен агломератобрекчиями, туфами и лавами андезитов мелового возраста и рыхлыми четвертичными образованиями. Меловые породы нередко контактируют по разломам

с протерозойскими и кембрийскими отложениями. Внутри грабена среди поля меловых и четвертичных отложений наблюдаются отдельные выходы древних толщ — от архейских до среднекембрийских, которые образуют цепочки, в общем параллельные его контурам.

По характеру размещения пород можно положительно говорить о домеловом возрасте разломов, о заложении кольцевых структур и движениях разного знака по этим разломам до формирования современного грабена. Помимо кольцевых разломов внутренние и краевые части грабена осложнены системами пересекающихся разломов различного простирания, которые разбивают его на многочисленные блоки разной формы, смещенные друг относительно друга на величину от нескольких десятков до сотен метров.

Агынылийская впадина расположена в бассейне р. Агыныли на южном склоне Анабарского сводового поднятия, непосредственно к югу от Анабарского кристаллического массива. Впадина представляет собой широкий плоский мульдообразный прогиб широтного простирания, протягивающийся более чем на 250 км от левых притоков р. Арга-Сала к западу за пределы Якутской АССР. Ширина впадины 40—45 км. В ней широко распространены отложения четвертичного возраста, из-под которых местами проявляются верхнемеловые — палеогеновые породы, залегающие на различных горизонтах кембрийских и более древних толщ. Рассматриваемая впадина является наложенной структурой, о чем свидетельствует несоответствие структурных планов верхнемеловых — четвертичных и протерозойских — кембрийских толщ, развитых в ее пределах. Она обусловлена небольшим по амплитуде блоковым опусканием территории.

Из вышеизложенного видно, что разломы имели существенное значение в формировании современного тектонического плана Анабарской антеклизы. Системы небольших разломов определяют в общем виде контуры антеклизы. Наиболее четко выражена Вилюйско-Мархинская зона разломов шириной от 20 до 80 км, отделяющая антеклизу от Вилюйской синеклизы и объединяющая многочисленные и протяженные сбросы, нередко сопровождаемые дайками долеритов. Перемещения по этим разломам обусловили ступенчатое погружение пород нижнего палеозоя в сторону Вилюйской синеклизы. Зона разломов контролирует в пределах синеклизы распространение мезозойских отложений, а в фундаменте (по данным А. А. Гудкова, А. А. Николаевского) ей соответствует система параллельных нарушений, по которым происходило ступенчатое погружение фундамента (Горнштейн и др., 1963). Эта система разломов некоторыми исследователями рассматривается как зона глубинного разлома.

Вдоль западной границы антеклизы прослеживается Вилюйско-Котуйская зона разломов (Оффман, 1959), выраженная менее четко, чем Вилюйско-Мархинская. Она определяется полосой интенсивного проявления магматических пород, участками интенсивной трещиноватости пород и сгущениями мелких разрывных нарушений, сопровождаемыми дайками долеритов. Эта зона не контролирует изменения мощностей и пространственное размещение отложений, выполняющих синеклизу. В частности, на территории ЯАССР с ней не связано значительного погружения пород нижнего палеозоя. Отложения перми и магматические образования раннего триаса развиты как к западу, так и к востоку от зоны разломов.

Некоторые исследователи полагают, что эта зона может быть обусловлена «глубинными разломами фундамента», если учесть распределение в ней линейных магнитных аномалий (Бабаян и др., 1960) и наличие достаточно интенсивной магматической деятельности. Иногда

ее выделяют под названием «Вилуйско-Котуйской зоны глубинных разломов» (Мокшанцев и др., 1964).

Северная и восточная границы антеклизы контролируются зонами небольших по амплитуде разломов в фундаменте, с которыми связано ступенчатое погружение фундамента и покрова палеозойских отложений в сторону мезозойских краевых прогибов, а также постепенное увеличение мощности мезозойских отложений в последних. На поверхности в отложениях мезозоя эти разломы фиксируются мелкими нарушениями, флексурными перегибами небольшой амплитуды и проявлениями основных интрузий. Разломы секут структуры архея, часто discordантны по отношению к структурам протерозойского заложения и являются молодыми образованиями платформенного этапа развития территории, не относящимися к категории глубинных.

Во внутренних частях Анабарской антеклизы разломы контролируют положение ряда крупных структур второго порядка; с отдельными из них непосредственно связано формирование пликативных структур в осадочном чехле. Эти разломы разновозрастны, различного масштаба и иногда образуют протяженные зоны, с которыми связано блоковое строение отдельных территорий антеклизы. Наиболее древние, соскладчатые разломы архейского возраста обнажаются в пределах Анабарского кристаллического массива и представлены мощными зонами катаклазитов и милонитов. Послеархейские разломы, особенно крупные, проявляются в различной степени в фундаменте платформы и в ее осадочном чехле. Наиболее значительной системой разломов является Уджинская, фиксирующаяся в пределах Уджинского поднятия и Суханской впадины. Она обуславливала формирование блоковых поднятий и впадин в протерозое, а в последующем — возникновение Уджинского сводового поднятия, Уджинской антиклинали и мезозойских мелкоблоковых структур поднятия. В отдельные периоды эта система контролировала распределение по площади накопления отложений.

С разломами северо-западного простирания и с движениями по ним блоков фундамента связано формирование Силигир-Тюнгского порога и Мархинского вала, Кютингдинского прогиба и Попигайского грабена, а также многих более мелких структур (Далдынской флексуры, Маастахского блока, Оленекской флексуры и др.).

Своеобразная зона небольших по амплитуде разломов устанавливается в северо-восточной части антеклизы, в пределах Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий. Формирование самих этих поднятий не вызвано какими-либо значительными разрывными нарушениями, они развивались как пологие обширные своды. Однако в их центральных частях, сложенных нижнепалеозойскими и более древними породами, выявлены многочисленные мелкие разрывы северо-западного простирания. Эти нарушения обычно не затрагивают верхнепалеозойских и мезозойских отложений. В пределах Куойско-Далдынского поднятия они образуют зону шириной до 80 км, которая протягивается на северо-запад к Уджинскому поднятию, постепенно сокращаясь в размерах. Необычными являются концентрические кольцевые разрывы, приведшие к образованию Попигайского грабена, а также полузамкнутый кольцевой разлом Маастахского блока.

Разломы Анабарской антеклизы разновозрастны, по некоторым из них происходили многократные движения, что позволяет рассматривать их как длительно развивающиеся. Последние движения по некоторым из этих разрывов, вероятно, были в четвертичное время.

Анабарская антеклиза является одной из древнейших длительно развивающихся структур Сибирской платформы, начало формирования

которой, вероятно, относится к раннему протерозою. Непосредственно после замыкания архейской геосинклинали и образования древнего первичного щита в пределах последнего, по-видимому, заложилась протяженная система разломов, которые и определили общие контуры возникшей антеклизы. Ее ограничениями были с юга система древних разломов Вилюйской синеклизы и связанные с ними раннепротерозойские блоковые впадины, с запада — Котуйский прогиб, выполненный раннепротерозойскими отложениями, который также сформировался по системе разломов. Положение восточной границы антеклизы остается неясным. Несомненно, что антеклиза простиралась значительно дальше на восток по сравнению с ее современным положением и занимала территорию Северного Верхоянья (Атласов, 1958; Лейпциг, 1964). Северная граница антеклизы контролировалась разломами Хатангской впадины, протягивающимися, вероятно, вдоль побережья моря Лаптевых.

На площади возникшей антеклизы в раннем протерозое произошло заложение Уджинской системы меридиональных разломов, по которым происходили смещения, обусловившие появление узких впадин и поднятий, разделивших северную часть антеклизы на два крупных приподнятых блока — Оленекско-Верхоянский и Тунгусско-Анабарский. В первом из них четко выявляются протерозойские структуры второго порядка — Солоолийское и Далдынское поднятия, реликты западных окончаний которых обнажены в современных Оленекском и Куойкско-Далдынском сводовых поднятиях. В позднем протерозое происходит некоторая перестройка тектонического плана этих древних структур, выразившаяся в смещении их сводов и появлении угловых несогласий между формирующимися толщами протерозоя, но в общем они продолжают развиваться в течение позднего протерозоя и раннего кембрия как обособленные поднятия. Почти в это же время произошла структурная перестройка Тунгусско-Анабарского блока, что вызвало выпадение из разреза отдельных толщ протерозоя и появление несогласия в основании кембрийских отложений (Атласов, 1960). По мнению Э. Н. Эрлиха (1962а), И. П. Атласова (1960) и др., в протерозое произошло заложение Уджинского поднятия и в его пределах имело место проявление интрузивной деятельности. Окончательное же становление этой структуры относится к палеозою.

В течение раннего и среднего палеозоя Анабарская антеклиза продолжала развиваться примерно в тех же границах. За это время появились крупные структуры, которые сохранились в современном структурном плане территории. В раннем палеозое на месте Уджинской системы разломов и блоковых структур образовалась обширная Суханская впадина, которая продолжала разграничивать на севере антеклизы Оленекско-Верхоянский и Тунгусско-Анабарский блоки. На юге антеклизы в этот же период появились Силигир-Тюнгский порог и Мархинский вал, что устанавливается по сокращению мощностей верхнекембрийских отложений и выпадению из их разреза отдельных горизонтов на сводах структур. В качестве самостоятельных структур оформляются Верхне-Моркокинская и Верхне-Мунская впадины и, вероятно, развивается Верхне-Вилюйское поднятие. В Оленекско-Верхоянском блоке продолжают развиваться структуры протерозойского заложения и в конце кембрия — ордовике возникает система структур Куойкско-Далдынского поднятия, отделенных на северо-востоке узким прогибом от Солоолийского поднятия.

В среднем палеозое в пределах Анабарской антеклизы происходит некоторая стабилизация режима тектонических движений. Продолжают унаследованно развиваться некоторые структуры раннепалеозойского заложения. Наиболее значительные движения были на склонах

антеклизы и на сопряженных территориях впадин. На востоке антеклизы на месте кембрийского прогиба, разделявшего Солоолийское и Куойкско-Далдынское поднятия, формируется Кютингдинский прогиб, а на западе развиваются Верхне-Моркокинская впадина и Верхне-Вилуйский вал. Интенсивные прогибания определились по периферии антеклизы, в Вилуйской и Тунгусской синеклизах и в северных районах Хатангского и Лено-Анабарского прогибов.

В позднем палеозое произошло заложение по системам разломов в восточной и северо-восточной частях антеклизы прогибов Верхояно-Колымской геосинклинали, которые и определили положение ее восточной границы. Интенсивное прогибание испытали также районы, расположенные к северу от антеклизы, и территория Тунгусской синеклизы. В это время сама антеклиза была единой положительной структурой, испытавшей колебательные движения небольшой амплитуды.

Более интенсивные тектонические движения происходили в мезозойскую эру. Стали прогибаться склоны антеклизы в связи с развитием Вилуйской синеклизы и Верхояно-Колымской геосинклинали (юрский период) и заложилась в пределах ее северного и восточного склонов краевые прогибы складчатой области (меловой период), причем в прогибании были вовлечены площади Солоолийского и большей части Куойкско-Далдынского поднятий. Во второй половине мелового периода возникла по окраине Приверхоянского прогиба краевая приподнятая зона Анабарской антеклизы, в том числе Мунское поднятие, Сюгюндинская седловина и Оленекское сводовое поднятие. Последнее появилось на месте западного окончания древнего Солоолийского поднятия. В меловой период сформировалось также Анабарское сводовое поднятие. В конце мелового периода и в кайнозойе произошло заложение наложенных впадин — Попигаевского грабена и Аганьлийской впадины.

Основные этапы магматической деятельности в пределах антеклизы были приурочены к архею, раннему протерозою (Уджинское поднятие), позднему протерозою, концу перми — началу триаса (трапповый и кимберлитовый магматизм), юрскому и меловому периодам (кимберлитовые тела и эффузивы Попигаевского грабена).

### Алданская антеклиза

Алданская антеклиза занимает крайнюю юго-восточную часть Сибирской платформы, приуроченную к междуречью Чары, Лены и Алдана, южнее широтного отрезка долины р. Лена. Она представляет собой обширное сводоподобное поднятие, в пределах которого на большей площади развиты архейские кристаллические породы фундамента платформы, протерозойские и кембрийские отложения (рис. 9). Мезозойские и кайнозойские образования имеют подчиненное значение, они выполняют отдельные грабеноподобные впадины или слагают мало мощный чехол на склонах антеклизы и в ее отдельных прогнутых зонах.

Антеклиза является одним из древнейших тектонических элементов Сибирской платформы и окружена относительно более молодыми впадинами и различными складчатыми сооружениями. На юге она граничит со складчатой зоной Станового хребта, на западе — с Патомской складчатой зоной Байкало-Патомской складчатой области, а на северо-западе — с Березовской впадиной Прибайкальского краевого прогиба. С севера и востока к антеклизе примыкают Вилуйская синеклиза, южная ветвь Приверхоянского краевого прогиба и структуры Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Границы между указанными структу-



рами выражены достаточно четко. С юга, востока и запада антеклиза отделена от складчатых сооружений глубинными разломами, которые являются границами платформы и рассматриваются как краевые швы. На юге выделяется сложный Южно-Якутский краевой шов субширотного простирания. Он объединяет ряд сближенных субпараллельных, иногда изогнутых в плане и ветвящихся разломов, сопровождаемых зонами милонитов и катаклазов. Аналогичными системами разломов представлены краевые швы, отделяющие антеклизу от складчатых структур хр. Сетте-Дабан и Патомского нагорья.

Границы антеклизы с прилегающими впадинами и прогибами не столь прямолинейны и не выражены так резко. Эти границы опреде-

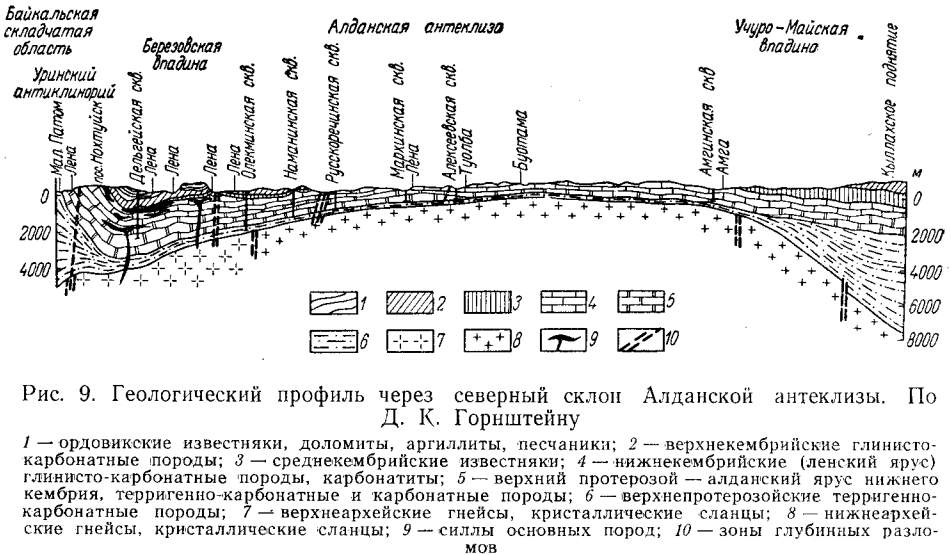


Рис. 9. Геологический профиль через северный склон Алданской антеклизы. По Д. К. Горнштейну

1 — ордовикские известняки, доломиты, аргиллиты, песчаники; 2 — верхнекембрийские глинисто-карбонатные породы; 3 — среднекембрийские известняки; 4 — нижнекембрийские (ленский ярус) глинисто-карбонатные породы, карбонатиты; 5 — верхний протерозой — алданский ярус нижнего кембрия, терригенно-карбонатные и карбонатные породы; 6 — верхнепротерозойские терригенно-карбонатные породы; 7 — верхнеархейские гнейсы, кристаллические сланцы; 8 — нижнеархейские гнейсы, кристаллические сланцы; 9 — силы основных пород; 10 — зоны глубинных разломов

ляются широкими флексурными перегибами в палеозойских и мезозойских отложениях, которые выявляются по данным бурения, а также по наличию параллельных небольших по амплитуде разломов в фундаменте. В пределах этих флексур происходят более резкое, ступенчатое погружение фундамента и значительное возрастание мощности отложений, выполняющих прогибы. Нужно сказать, что граница с Вилюйской синеклизой не получает какого-либо четкого выражения в современном тектоническом плане региона. Мезозойские отложения, широко развитые как в синеклизе, так и в краевой части Алданской антеклизы, залегают практически горизонтально или полого наклонены к северу и несогласно перекрывают различные домезозойские структуры склона антеклизы. По этим отложениям граница склона не улавливается, но она намечается как по данным геофизических исследований, так и по зоне значительного погружения фундамента в сторону синеклизы, которая сопровождается в отдельных случаях разломами в домезозойских толщах. К западу и востоку от г. Якутска эта граница примерно совпадает в плане с контурами развития верхнеюрских отложений.

Алданская антеклиза в отличие от Анабарской имеет антиклинальное строение, четко проявляющееся в ее западной части. Здесь наблюдается обособленная и несколько смещенная к юго-западу сводовая часть структуры, сложенная породами архея. Южный и западный склоны короткие и крутые, осложнены системами разломов различной ориентировки. Они намечаются по развитию маломощных протерозой-

ских, кембрийских и мезозойских отложений. Северный склон антеклизы широкий и пологий, образован в основном породами нижнего кембрия. Он занимает обширную территорию правобережья р. Лена между городами Олекминском и Якутском. Иногда этот склон рассматривается в качестве самостоятельного тектонического элемента Сибирской платформы (Ситников, Грибова, 1954). Более сложное строение имеет восточный склон антеклизы, занимающий территорию в бассейне р. Алдан, к юго-востоку от г. Якутска. В его строении участвует мощный комплекс палеозойских и мезозойских отложений. Граница между северным и восточным склонами антеклизы условно проводится по долине р. Алдан (Горнштейн, 1965).

Алданская антеклиза осложнена различными по строению и разновозрастными структурами второго порядка и многочисленными более мелкими. Среди структур второго порядка устанавливаются сводовые поднятия, аналогичные Оленекскому своду Анабарской антеклизы, крупные прогибы древнего заложения и молодые блоковые структуры типа горстов и грабенов, сформировавшиеся в конце мезозойской эры. Наиболее характерными являются погребенные поднятия, устанавливаемые по данным бурения и геофизическим исследованиям, но их строение изучено только в общем виде.

В Западную Якутию входит только северная часть Алданской антеклизы, ее обширный северный склон и северная часть восточного склона, расположенная в бассейне нижнего течения рек Мая и Юдома. Здесь отмечается достаточно спокойное погружение докембрийских и кембрийских отложений к северу в сторону Вилюйской синеклизы и к востоку по направлению к складчатым структурам хр. Сетте-Дабан, хотя и наблюдаются поднятия и впадины различного строения. В центральной части северного склона, в междуречье Олекмы и Буотамы, располагается крупное очень пологое поднятие, выделяемое под названием Буотамы-Толбинского выступа. Эта структура имеет форму обширного структурного носа, полого погружающегося в северном направлении, осложненного Толбинским и Алдано-Ленским поднятиями. В северо-западной части антеклизы на погруженном ее склоне, в междуречье Наманы и Мархи, находится Наманинское поднятие, отделенное от Буотамы-Толбинского выступа и моноклинали северного склона антеклизы узким синклинальным прогибом. К востоку от Буотамы-Толбинского выступа на склоне антеклизы отмечаются Амгинский прогиб и Якутское погребенное поднятие, занимающие территорию в бассейне р. Амга к югу и востоку от г. Якутска. На крайнем востоке антеклизы располагаются Учуро-Майская впадина и Кыллахское поднятие.

Изучению тектоники рассматриваемых районов Алданской антеклизы посвящены работы Г. В. Бархатова, А. К. Боброва, В. Г. Васильева, Д. К. Горнштейна, Ф. Г. Гурари, Ю. К. Дзевановского, Н. С. Зайцева, В. М. Моралева, Ю. С. Нахабцева, С. В. Нужнова, С. П. Ситникова, Т. Н. Спизарского, Н. М. Чумакова, Н. С. Шатского, В. А. Ярмолюка и др. Результаты этих работ, а также специально подготовленные материалы Д. К. Горнштейна и Ю. С. Нахабцева использованы при составлении настоящего раздела.

Буотомы-Толбинский выступ является наиболее крупной структурой северного склона Алданской антеклизы. Он занимает территорию в бассейнах притоков р. Лена — рек Толба, Буотамы и Марха и на участке между устьями рек Намана и Синяя. Выступ представляет собой обширное поднятие типа структурного носа, шарнир которого погружается в северном направлении от приподнятых центральных районов антеклизы в сторону Вилюйской синеклизы. В его строении участвуют отложения нижнего кембрия, в частности, в наиболее приподня-

тых частях выступа обнажаются породы пестроцветной свиты алданского яруса, а на крыльях — отложения ленского яруса. В прилегающих прогибах широко распространены среднекембрийские и более молодые образования. Граница выступа, в первом приближении, совпадает с областью развития отложений ленского яруса нижнего кембрия. В плане поднятие имеет форму, близкую к треугольнику, с основанием до 450 км на юге, на междуречье Лены и Амги. Восточный склон выступа, прилегающий к Амгинскому прогибу, имеет простирание от субмеридионального до север-северо-западного, а его западный склон ориентирован в северо-восточном направлении, параллельно Наманинскому поднятию и ограничивающим его прогибам. К северу от долины р. Лена, на Лено-Вилуйском водоразделе, выступ перекрыт мезозойскими отложениями Вилуйской синеклизы, где, по данным геофизических исследований, он замыкается.

В поперечном профиле выступ имеет асимметричное строение. Его восточное крыло значительно круче западного, а наиболее приподнятая сводовая часть смещена к востоку. Подошва отложений ленского яруса залегает в своде выступа на отметках 250—400 м и погружается на восточном и западном крыльях структуры соответственно на 600—700 и 300—350 м. В рельефе фундамента выступу соответствует пологое поднятие. В его сводовой части фундамент устанавливается на глубинах от 250 до 750 м, на крыльях — более 1000 м. Сводовая часть выступа осложнена Алдано-Ленским и Толбинским поднятиями, которые разделяются пологим синклинальным прогибом северо-западного простирания.

Алдано-Ленское поднятие занимает восточную, наиболее приподнятую часть свода выступа, территорию в бассейне рек Буотома и Синяя. Поднятие представляет собой обширную валообразную структуру меридионального простирания протяженностью более 250 км и шириной от 40 до 100 км. Поднятие имеет широкий плоский свод, несколько асимметрично, с более крутым восточным крылом, падения пород в пределах которого достигают 40°. Шарнир структуры на юге практически горизонтален, а на севере, в долине р. Лена, он резко погружается в сторону Вилуйской синеклизы. Подошва отложений ленского яруса на поднятии залегает на отметках 350—400 м и погружается на севере до 200—250 м.

В сводовой части Алдано-Ленского поднятия выделяются три куполовидные структуры: Эрэсэкэнская, Улягирская и Сайлыкская. Купола имеют протяженность до 80 км и ширину 30—40 км, форма их изометричная, с плоскими широкими сводами и относительно крутыми крыльями (1°—1°30′). Амплитуда этих поднятий не превышает 100 м. Наряду с этим в пределах свода и на крыльях Алдано-Ленского поднятия развиты многочисленные мелкие брахискладки, куполовидные поднятия, флексурные перегибы, структурные носы и структурные террасы. Наиболее крупные из складок имеют протяженность 5—7 км при амплитуде до 50—70 м и углах падения пластов на крыльях до 2°. Разрывные нарушения немногочисленны и представлены небольшими по амплитуде и протяженности сбросами и взбросами. Лишь на восточном крыле поднятия выделяется широкая северо-восточного простирания зона разломов и связанных с ними даек долеритов.

Толбинское поднятие занимает западную часть Буотома-Толбинского выступа, территорию в бассейне р. Толба. Оно представляет собой обширный структурный нос, ширина которого на Лено-Амгинском междуречье достигает 120—140 км. Южнее, в бассейне р. Амга, поднятие выполаживается и замещается пологой моноклиной, а в северном направлении, по мере погружения его шарнира, резко сужается и

замыкается вблизи долины р. Лена. В строении поднятия участвуют отложения алданского и ленского ярусов нижнего кембрия, а подошва этих отложений устанавливается на отметках от 350 до 200 м. Сводовая часть и крылья поднятия осложнены многочисленными мелкими, небольшой амплитуды, структурными носами и структурными террасами, значительно реже наблюдаются мелкие брахиантиклинали и куполовидные поднятия. Центральная часть и восточное крыло структуры осложнено широкой и протяженной зоной разрывов и даек долеритов северо-восточного простирания, которая разбивает район на отдельные узкие блоки.

Наманинское поднятие расположено в северо-западной части северного склона Алданской антеклизы в бассейне Наманы и Мархи (Бабаян и др., 1960). На западе и северо-западе оно граничит с Березовской впадиной Прибайкальского краевого прогиба, а на юго-востоке отделено от Буотамо-Толбинского выступа неширокой прогнутой зоной. По данным геофизических исследований (Мокшанцев и др., 1964), поднятие представляет собой крупный выступ рельефа фундамента, имеющий в плане форму вытянутого в северо-восточном направлении овала. Глубина залегания фундамента не превышает 1500—1700 м, амплитуда относительно прилегающих прогибов — 500—600 м. Размеры структуры (по изогипсе 1500 м): протяженность 185 км, ширина 45 км. Поднятие имеет широкий плоский свод, четкие периклинальные окончания и несколько асимметричный профиль. Его северо-западное крыло круче юго-восточного и сопровождается, вероятно, продольными разломами в фундаменте.

В осадочном чехле платформы поднятие выражено не так четко. Его большая восточная часть перекрыта мезозойскими отложениями и только на крайнем юго-западе оно намечается по палеозойским отложениям. По выходам на дневную поверхность кембрийских и ордовикских отложений (Горнштейн, 1965) выявляется сводовая часть поднятия, ограниченная с северо-запада и юго-востока хорошо выраженными синклиналиными прогибами. Крылья поднятия и ограничивающие его синклинали осложнены продольными разрывами, к которым приурочены мощные дайки основных пород.

На сводовой части структуры наблюдаются многочисленные мелкие брахиантиклинальные асимметричные складки с более крутыми северо-западными крыльями. Они ориентированы в северо-восточном направлении, параллельно Наманинскому поднятию. Наиболее крупной является Дирин-Юряхская брахиантиклиналь протяженностью до 25 км и шириной 6—7 км, асимметричная, с падением слоев на крутом северо-западном крыле 9—10°, местами до 25°. В ее своде имеются два куполовидных поднятия с амплитудой до 30—40 м при общей амплитуде складки 120—220 м. Аналогичное строение имеют меньшие по размерам Угун-Юряхская и другие антиклинали. Разделяющие синклиналиные складки узкие и изогнутые, резко расширяющиеся в зонах замыкания антиклиналей.

К юго-востоку от Наманинского поднятия расположена относительно прогнутая зона северного склона Алданской антеклизы, отделяющая его от Буотамо-Толбинского выступа. Здесь отложения ленского яруса погружаются до отметок — 500 м, мощность докембрийских отложений возрастает, кристаллический фундамент залегает на глубинах 1200—2000 м. Эта зона имеет форму узкого линейного прогиба северо-восточного простирания, протягивающегося от устья рек Олекма и Намана до среднего течения р. Марха. На юго-западе прогиб примыкает к Березовской впадине Прибайкальского краевого прогиба, а на северо-востоке, как и Наманинское поднятие, перекрывается мезозой-

скими отложениями Вилюйской синеклизы. Для этой структуры, выделяемой под названием Соляноско-Мархинского прогиба, характерны валлообразные поднятия, имеющие сложное строение.

Установлено пять сближенных субпараллельных валов северо-восточного простирания: Марайский, Олекмо-Мархинский, Харинский, Солянский и Эбетасский (Горнштейн, 1965). Это узкие, линейные, обычно асимметричные структуры с более крутыми северо-западными крыльями. Углы падения крыльев колеблются от  $1^{\circ}$ — $1^{\circ}30'$  до  $3^{\circ}30'$ . Большинство валов состоят из обособленных крупных асимметричных брахиантклинальных складок и куполообразных структур, которые в свою очередь осложнены мелкими куполовидными поднятиями, мелкими флексурными перегибами, структурными носами и небольшими разрывами. Так, в пределах Олекмо-Мархинского вала общей протяженностью около 150 км выделяются Бииллээхская, Руссореченская и Унгахская антиклинали длиной до 18—25 км, шириной 4—5 км и с амплитудами от 70 до 160 м. В пределах плоских сводов Унгахской и Руссореченской складок располагается по два купола амплитудой по несколько десятков метров, а на крыльях развиты мелкие флексурные перегибы и осложнения типа структурных носов.

Аналогичное строение имеет Солянский вал протяженностью до 160 км, состоящий из Олекминской, Соляноско-Наманинской и ряда других антиклиналей.

В общем Соляноско-Мархинский прогиб с присущими ему протяженными валлообразными поднятиями значительно отличается по строению от других структур Алданской антеклизы и должен рассматриваться в качестве самостоятельной структуры этого региона. По характеру развитых в его пределах структур он имеет много общего с Березовской впадиной Прибайкальского краевого прогиба.

Амгинский прогиб, расположенный к востоку от Буотамо-Толбинского выступа, установлен по данным геофизических исследований. На территории прогиба широко развиты отложения мезозоя и среднего кембрия, которые залегают почти горизонтально. Только в общем по ним можно судить о наличии здесь обширной прогнутой зоны. Прогиб фиксируется по погружению поверхности фундамента до глубины 2000—2300 м и резкому возрастанию мощности кембрийских отложений. Мощность нижнекембрийской толщи достигает 2000 м, а подошва отложений ленского яруса устанавливается на глубинах от 300 до 500 м.

Границы Амгинского прогиба не имеют обычно четкого структурного выражения. Местами вдоль его западной границы (р. Амга) в кембрийских отложениях отмечаются крутые флексурные перегибы с погружением нижнекембрийских пород на 80—90 м, тогда как на других участках эта граница проводится условно. Восточное крыло прогиба полностью перекрыто юрскими отложениями и его граница визуально не выявляется. Контуры прогиба условно определяются глубиной залегания фундамента 1500 м и более. В этих границах прогиб имеет ширину около 200 км и прослеживается более чем на 500 км от долины р. Лена на западе до бассейна рек Алдан и Мая на востоке. В плане прогиб несколько изогнут. В западной части, в бассейне р. Лена, он имеет северо-западное простирание и, как остальные структуры северного склона антеклизы, следует в пределы Вилюйской синеклизы. В бассейне р. Амга прогиб приобретает запад-северо-западное и субширотное простирания. Он ограничивает с юга Якутское погребенное поднятие, а на крайнем востоке примыкает к Учуро-Майской впадине восточного склона Алданской антеклизы. Шарнир прогиба полого погружается в восточном и северо-западном направлениях, а его

наиболее высокое положение отмечается в районе долины р. Лена, к северо-востоку от устья р. Буотама.

Локальные осложнения Амгинского прогиба немногочисленны и изучены недостаточно в связи с закрытостью района. Обычно это небольшие антиклинальные перегибы, структурные террасы с амплитудами до нескольких десятков метров. Наиболее крупными являются Мундручинский структурный нос, выделенный А. К. Бобровым на западном крыле Амгинского прогиба, и Нижне-Амгинская антиклиналь восточного крыла (Горнштейн, 1965).

Якутское погребенное поднятие расположено в северо-восточной части северного склона Алданской антеклизы, в междуречье Лены и Амги, к востоку от г. Якутска. Поднятие установлено по данным бурения и геофизических исследований. Оно представляет собой крупный приподнятый блок фундамента, ограниченный разновозрастными прогнутыми зонами. С юго-запада и юга поднятие ограничено кембрийским Амгинским прогибом, на востоке — склонами докембрийской Учуро-Майской впадины, а на севере — мезозойским Приверхоянским краевым прогибом. Территория поднятия и прилегающих к нему отрицательных структур платформы полностью перекрыта юрскими и более молодыми отложениями. Границы между этими разнородными структурами устанавливаются в какой-то мере условно по зонам более интенсивного погружения фундамента. Достаточно четко выраженный флексурный перегиб устанавливается по данным бурения на границе с Приверхоянским прогибом. В районе с. Намцы отмечаются резкое увеличение угла наклона поверхности фундамента и погружение его кровли до 2800 м, в то время как в пределах поднятия последняя фиксируется на глубинах от 600 до 1000—1200 м. Вероятно, аналогичные флексурные перегибы ограничивают поднятие с востока и юго-востока, отделяя его от Учуро-Майской впадины и наиболее погруженной части Амгинского прогиба. В целом контуры Якутского поднятия определяются глубинами залегания фундамента 1200—1500 м.

В общем, Якутское погребенное поднятие имеет форму неправильного овала, вытянутого в широтном направлении. Длина поднятия более 250 км, а ширина изменяется от 80—90 км на западе, в районе г. Якутска, до 180—200 км в центральной и восточной частях. В поперечном профиле структура представляет собой крупное асимметричное поднятие с широким плоским сводом и значительно более крутым северным крылом. В наиболее приподнятых частях фундамент залегает непосредственно под отложениями мезозоя на глубинах 550—700 м. Его амплитуда относительно прогнутых зон достигает нескольких тысяч метров: относительно Амгинского прогиба — 1500 м, Приверхоянского — 3000 м, Учуро-Майского — 5000—6000 м.

Сводовая часть Якутского поднятия осложнена двумя крупными валобразными структурами. Первая, расположенная в бассейне р. Амга, имеет северо-западное простирание, ее длина 100—120 км, ширина 50 км. Здесь под отложениями мезозоя устанавливается толща мощностью 1000 м ниже- и среднекембрийских отложений. Вторая, более сложно построенная структура субширотного простирания расположена на севере поднятия, к востоку от г. Якутска. По данным А. А. Гудкова, она состоит из двух приподнятых зон или блоков, один из которых располагается в районе г. Якутска, второй — в бассейне рек Татта и Танда (Мокшанцев и др., 1964). В пределах приподнятых блоков породы кристаллического фундамента залегают на глубине 550—600 м. Разделяющий их прогиб выполнен мощной толщей пород среднего кембрия.

Формирование указанных структур в северной части Якутского поднятия связывается с блоковыми движениями фундамента по системе крупных разломов меридионального простирания. По данным геофизических и геологических исследований в фундаменте платформы устанавливается несколько крупных субпараллельных разломов. Крайне западное положение занимает Якутский разлом (Меньшиков, 1956), восточное — краевой разлом хр. Сетте-Дабан, а в междуречье Лены и Алдана, в бассейне рек Амга и Танда намечаются менее крупные Тандинский, Амгинский и Алданский разломы. Эта система разрывов контролирует в северной части Якутского погребенного поднятия положение отдельных относительно приподнятых и опущенных блоков, в частности границы Якутского и Тандинского приподнятых блоков, и относительно прогнутых зон. Основные движения по разломам и формирование приподнятых блоков фундамента, несомненно, происходили в доюрское время, но по некоторым из них небольшие перемещения были в конце мезозоя и в кайнозое. Более мелких осложнений в пределах Якутского поднятия геофизическими методами не установлено. Отложения юрского возраста, слагающие территорию, залегают весьма спокойно и полого наклонены на север. Отмечаются немногочисленные мелкие перегибы небольшой протяженности, брахискладки и купола с амплитудами до нескольких десятков метров.

Учуро-Майская впадина расположена в восточной части Алданской антеклизы, в бассейне рек Алдан, Мая и Учур. На востоке она примыкает к складчатым структурам хр. Сетте-Дабан, а на юге и западе ограничена склонами Омнинского и Якутского поднятий антеклизы. Впадина является одной из наиболее древних структур региона, интенсивно развивавшейся в протерозое. Она выполнена мощной толщей протерозойских и кембрийских отложений. Кристаллический фундамент погружается в ее пределы со стороны Якутского и Омнинского поднятий до глубин 7000—8000 м, причем это погружение происходит местами весьма резко, в краевой части впадины появляются крутые флексурные перегибы.

По рельефу фундамента впадина представляет собой достаточно узкий прогиб меридионального простирания шириной до 200 км. В северной части она представляет собой достаточно простую асимметричную структуру, с сильно нарушенным восточным крылом, а на юге, за пределами Западной Якутии, она распадается на ряд обособленных менее крупных синклинальных структур. С запада к впадине примыкает Амгинский прогиб, а с юга — Майский (Юдомо-Майский) и Учуро-Алданский прогибы, ограничивающие Омнинское поднятие. Первый из них является структурой кембрийского возраста, наложенной на восточный склон впадины, а два других прогиба, развивавшихся в протерозое, рассматриваются в качестве его продолжений к югу. Наиболее прогнутая часть впадины с глубиной залегания фундамента до 8000 м располагается на правобережье р. Алдан вблизи Кыллахского поднятия, а шарнир ее полого воздымается как к северу, так и к югу, в сторону Майского прогиба, где мощность протерозойских и кембрийских осадков сокращается до 2000—3000 м.

Северная большая часть Учуро-Майской впадины, находящаяся в Западной Якутии, перекрыта маломощным чехлом юрских отложений, которые залегают горизонтально. Вследствие этого положение границ впадины и детали строения ее внутренних частей пока не установлены. В южной части впадины, в зоне сочленения с Юдомо-Майским прогибом, где достаточно хорошо обнажены палеозойские отложения, в ее пределах наблюдаются некоторые осложнения. Наиболее крупным является Дыгдинское валообразное поднятие, определяющее юж-

ную границу Учуро-Майской впадины. Поднятие имеет протяженность до 250 км и ширину до 30—50 км при амплитуде в несколько сотен метров (Моралев, Ставцев, 1961). Структура асимметричная с более крутым северным крылом, осложненным мелкими разрывами и флексурными перегибами. В западной части этого вала располагается крупная приразломная Кумахинская антиклиналь, а в восточной — пологие брахиантиклинали с амплитудой в несколько десятков метров (Чайская, Юдомская и др.).

На восточном крыле Учуро-Майской впадины имеются крупные разломы, генетически связанные с нарушениями, обусловившими формирование блоковых структур хр. Сетте-Дабан. Здесь наблюдаются приразломные осложнения и приподнятые блоки протерозойских пород, которые совместно с пликативными структурами создают Кыллахское поднятие.

Как самостоятельная структура восточной части Алданской антеклизы Кыллахское поднятие возникло в связи с активизацией тектонических движений в пределах мезозойских структур хр. Сетте-Дабан. Оно представляет собой крупный приподнятый блок протерозойских и кембрийских пород, отделенный от Учуро-Майской впадины системой крупных разрывов. По этим нарушениям нередко контактируют мезозойские отложения. Амплитуда смещения блоков достигает 2000—2500 м. В состав Кыллахского поднятия входят Горностахская антиклиналь и ряд значительных приразломных складок, располагающихся вдоль западной периферии поднятия: Эоейко-Хаятинская, Кыллахская и Усть-Сахаринская.

Горностахская антиклиналь, занимающая сводовую часть Кыллахского поднятия, является крупной асимметричной складкой меридионального простирания, сложенной породами протерозоя и нижнего кембрия. В ее сводовой части, несколько смещенной к востоку, обнажаются верхние горизонты учурской серии протерозоя, а на крыльях развиты отложения майской серии протерозоя и нижнего кембрия. По контурам развития кембрийских отложений складка имеет длину 150 км и ширину 50 км. Западное крыло антиклинали — широкое и пологое, с падением слоев от 15 до 25°. Наклон крутого восточного крыла не превышает 30°, но оно осложнено резкими флексурными перегибами с падением слоев до 50—70°. С востока Горностахская антиклиналь ограничена Бурхалинской ступенью — интенсивно дислоцированной зоной среднекембрийских отложений, связанной с Бурхалинским глубинным разломом, которая рассматривается в качестве краевой структуры Сетте-Дабанского горст-антиклинория.

Складки западной и южной частей Кыллахского поднятия достаточно однообразны по строению. Они представляют собой приразломные осложнения, связанные с системой разрывов, ограничивающих поднятие. Складки образуют крупную дугообразную в плане зону, окаймляющую с запада Горностахскую структуру. На крайнем севере зоны расположена Эоейко-Хаятинская антиклиналь северо-восточного простирания и протяженностью до 70 км. Южнее к ней кулисообразно с запада примыкает Кыллахская антиклиналь протяженностью до 150 км, имеющая в плане форму неправильной дуги. Ее простирание изменяется от северо-восточного до меридионального и северо-западного в южном направлении. В бассейне р. Аллах-Юнь располагается Усть-Сахаринская антиклиналь протяженностью более 200 км, простирание которой так же изменяется, как и у Кыллахской антиклинали.

Следует подчеркнуть условность проведения восточной границы Кыллахского поднятия и тесную связь в его развитии с Сетте-Дабанским горст-антиклинорием. Томпорокский и Джукатский разломы, по



которым обычно принимается восточная граница Кыллахского поднятия в его северной и южной частях, по существу не отличаются от нарушений самого поднятия и, в частности, от Усть-Сахаринского разлома. По простиранию эти разломы примыкают к периклинальным окончаниям Горностахской антиклинали и замещаются здесь дугообразными разломами, окаймляющими, как и другие разрывы Кыллахского поднятия, с запада Горностахскую антиклираль. Краевые блоки хр. Сетте-Дабан, ограниченные этими разломами, также построены аналогично структурам поднятия. Это особенно относится к блокам южной части горст-антиклинория, расположенным к югу от Горностахской антиклинали и востоку от Джукатского разлома. Два крайних западных блока сложены породами протерозоя и кембрия, которые образуют короткие моноклинали с постепенным уменьшением углов падения к востоку до 5—8°. По разломам протерозойские отложения контактируют с залегающими очень полого среднекембрийскими и юрскими образованиями. Эти блоки, обычно относимые к Сетте-Дабанскому горст-антиклинорию, с тем же правом можно рассматривать и в составе Кыллахского поднятия. Границей между структурами в этом случае будут считаться Бурхалинская ступень и глубинный разлом, прослеженные в пределах хр. Сетте-Дабан от р. Белая до р. Юдома.

Как видно из приведенных материалов по тектонике Алданской антеклизы, разломы не играют существенной роли в формировании современного структурного плана ее северного и восточного склонов и чаще всего имеют небольшие амплитуды. Но на юге, за пределами Западной Якутии, установлены более крупные, в том числе глубинные, разломы, которые достаточно многочисленны и контролируют положение большинства структурных элементов антеклизы. Здесь же с системами небольших по амплитуде разрывов в фундаменте связано формирование флексуобразных перегибов и зон более резкого погружения фундамента на границах платформы с Прибайкальским и Приверхоянским краевыми прогибами. Подобные или еще более мелкие разломы в фундаменте предполагаются на границе с Вилюйской синеклизой, но тут они не фиксируются ни геологическими ни геофизическими материалами. Единственные крупные разрывы в фундаменте с амплитудами в несколько сотен метров устанавливаются на крыльях Наманинского поднятия, из которых более крупный — северо-западный — отделяет это поднятие (и антеклизу) от прогнутых областей Березовской впадины Прибайкальского прогиба и Кемпендяйской впадины Вилюйской синеклизы.

Аналогичные мелкие разрывы в фундаменте фиксируются и во внутренних районах склонов антеклизы, но их роль в формировании основных структурных элементов также невелика. В целом переходы между выделенными здесь поднятиями и впадинами весьма постепенны, только в ряде участков подчеркиваются небольшими флексурными перегибами, что не позволяет связывать их формирование с какими-либо крупными разрывами в фундаменте. Значительно большая роль принадлежит указанным разломам в формировании локальных структур склонов антеклизы: структурных террас, отдельных складок и валлообразных поднятий. В частности, по данным бурения связь Русскореченской антиклинали с поднятием блока фундамента по разлому северо-восточного простирания четко устанавливается, причем эти движения относятся как к докембрийскому, так и к посленижнекембрийскому времени. С движениями отдельных блоков в домезозойское время связано формирование Тандинского поднятия и прочих структур в пределах Якутского погребенного поднятия, а также и других мелких осложнений.

В современном структурном плане на северном склоне Алданской антеклизы четко проявляются четыре зоны мелких разломов северо-восточного простирания, обычно сопровождаемых дайками долеритов, которые секут все отложения палеозоя, а иногда и нижние горизонты юрских пород. Эти разрывы обычно не связаны с пликативными структурами. На крайнем западе, вблизи границы с Березовской впадиной, располагается Эбетасская зона протяженностью около 200 км. От устья р. Чара до р. Марха на расстояние 150 км протягивается Хоринская зона разломов. В бассейне р. Толба располагается Толбинская зона протяженностью до 300 км. На северо-восточном склоне Алдано-Ленского поднятия, в бассейне р. Синяя, находится Синская зона длиной до 80 км. Эти зоны шириной до 25—30 км состоят обычно из 3—5 (до 8) параллельных или кулисообразно заходящих сбросов с амплитудами до 100 м. У большинства из них опущены юго-восточные крылья. Наиболее крупным нарушением является Эбетасский разлом, который, по данным А. И. Ушакова, имеет характер взброса с амплитудой до 300 м, переходящего местами во взбросо-надвиг (Горнштейн, 1965).

Заложение большинства структур рассматриваемой части Алданской антеклизы относится к протерозойской эре. В виде обширного поднятия, занимавшего территорию в бассейне среднего течения рек Лена и Алдан, антеклиза существовала уже в среднем протерозое, на восточном ее склоне в это время заложился ряд структур, четко фиксирующихся в современном плане района. Судя по сокращению мощностей отложений и выпадению из разреза отдельных горизонтов протерозойских пород, уже тогда определились начало формирования Омнинского и, вероятно, Якутского поднятий и прогибание Учуро-Майской впадины, Майского и Учуро-Алданского прогибов. В верхнем протерозое наметилось становление северо-западной и западной границ антеклизы, в частности возникновение Наманинского поднятия. В его сводовой части устанавливается сокращение мощностей дикиминской свиты по сравнению с районами Березовской впадины и прогнутых зон Вилуйской синеклизы. С этим же временем следует связывать обособление Солянского-Мархинского прогиба, разделяющего Наманинское поднятие и Буотамо-Толбинский выступ, и заложение в его пределах валлообразных структур (Русскореченской и других складок), связанных с блоковыми поднятиями фундамента. Развитие большинства этих структур продолжалось вплоть до раннекембрийского времени. По отложениям позднего докембрия и нижнего кембрия определяется формирование в качестве самостоятельной структуры региона Березовской впадины Прибайкальского краевого прогиба.

В восточной части рассматриваемого региона в позднем протерозое и раннем кембрии продолжалось развитие Учуро-Майского прогиба, а с кембрийским периодом связано заложение Амгинского прогиба. К концу раннего кембрия в общем виде здесь сформировалось большинство крупных структур антеклизы: Якутское поднятие, Учуро-Майская впадина, Омнинское поднятие, а также ряд более мелких структур. По наличию размыва в основании отложений нижнего кембрия намечается возникновение Горностахской антиклинали, слагающей сводовую часть Кыллахского поднятия.

В среднекембрийскую эпоху западные районы антеклизы испытали общее поднятие, а на востоке продолжалось формирование Амгинского прогиба и отчасти Учуро-Майской впадины. Более поздние отложения палеозоя в пределах антеклизы отсутствуют и судить о характере движений в это время не представляется возможным. В течение позднего кембрия, ордовикского, силурийского и девонского периодов продолжалось прогибание территорий, ограничивающих антеклизы с се-

вера, востока и запада, — районов хр. Сетте-Дабан, Вилюйской синеклизы и Березовской впадины, а сама антеклизы выступала в качестве единой обширной приподнятой области, служившей временами источником сноса обломочного материала.

Новая активизация тектонических движений на площади антеклизы относится к мезозойской эре. С юрским периодом связаны погружение северной части склона антеклизы в связи с формированием Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба, прогибание Якутского поднятия, Учуро-Майской впадины и Амгинского прогиба. В конце юрского периода произошли крупные опускания на юге антеклизы, за пределами Западной Якутии, приведшие к образованию Чульманской и других впадин.

В конце мезозоя на востоке антеклизы в связи с формированием мезозойских структур Верхояно-Колымской складчатой области возникли Кыллахское поднятие и отдельные его приразломные складки. В других районах северного склона антеклизы в это время проявились унаследованные движения по ряду разломов и в некоторых складчатых структурах. Несомненно, тогда же произошли движения по меридиональным разломам северного участка Якутского поднятия и другим мелким разрывам, с которыми было связано появление небольших перегибов в мезозойских породах антеклизы. Юрские отложения участвуют в строении ряда складок в западной части антеклизы, в частности Дирин-Юряхской. Ими слагаются ее периклинали и крылья. По подошве юрских пород эта структура имеет в плане конфигурацию, сходную с контурами складки, выявляемым по кембрийским отложениям. Амплитуда поднятия по юрским породам достигает 40—60 м против 120—180 м по кембрийским отложениям, т. е. составляет 1/3 общей амплитуды структуры. Разломы северо-восточного простирания (Хоринской и других зон) осложняют структуры юрских отложений. Это также свидетельствует об интенсивных блоковых движениях в юрский и послепермский периоды, хотя заложение этих нарушений могло относиться и к домезозойскому времени. Интенсивные движения в пределах антеклизы происходили и в кайнозое, об этом сообщается ниже при характеристике неотектонического этапа развития региона.

### Тунгусская синеклиза

Тунгусская синеклиза входит в территорию Западной Якутии своей крайней восточной частью, занимающей бассейн верхнего течения р. Вилюй (рис. 10). Эта обширная структура впервые была выделена С. В. Обручевым (1918) и достаточно детально охарактеризована в работах И. С. Шатского (19326), Н. С. Зайцева (1954, 1958), Т. Н. Спичарского и других исследователей.

Синеклиза выполнена отложениями верхнего палеозоя и нижнего триаса, которые на значительной площади залегают практически горизонтально. В пределах восточного крыла наблюдаются также более низкие стратиграфические горизонты, принимающие участие в строении синеклизы — породы нижнего карбона, девона, силура и ордовика. П. Е. Оффман (1959) выделяет в пределах Тунгусской синеклизы ряд структур второго порядка: Курейскую и Ванаварскую синеклизы, остаточную Катангскую антеклизу и другие, которые на территории Западной Якутии не прослеживаются.

В рассматриваемой части Тунгусская синеклиза ограничивается с востока склонами Анабарской антеклизы, Ботуобинского порога и приподнятой частью приплатформенного крыла Прибайкальского

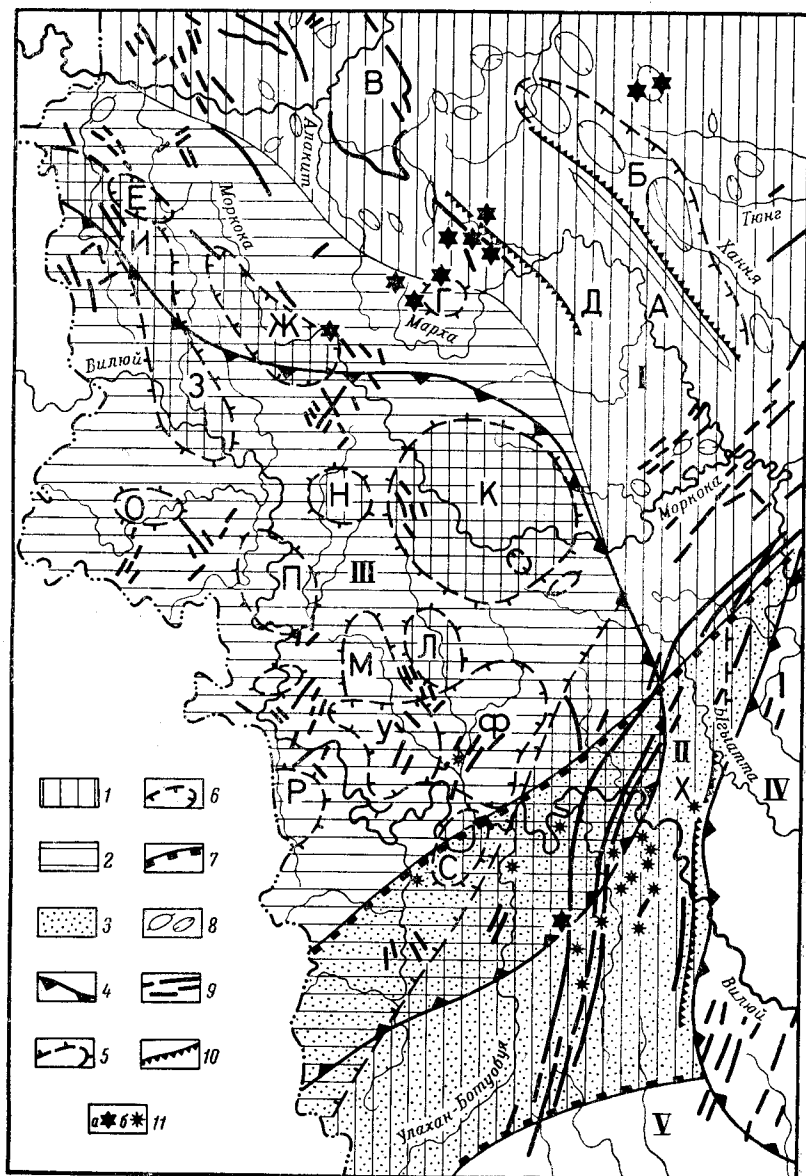


Рис. 10. Схема тектонического строения восточной части Тунгусской синеклизы и прилегающих структур Сибирской платформы. По М. Н. Васильевой

1 — структурный комплекс  $Pt_3^3 - C$ , объединяющий структурные ярусы  $Pt_3^3 - C$ ,  $St_3 - O_1$ ,  $O_2 - S_1$ ,  $D - C_1$ ; 2 — структурный ярус  $C_2 - T_1$ ; 3 — структурный ярус  $T_3 - J_1$ ; 4 — границы синеклиз; 5 — границы поднятий; 6 — границы впадин; 7 — границы наложенного Ангаро-Вилуйского прогиба; 8 — брахиантиклинали и брахисинклинали; 9 — разломы; 10 — флексуры; 11 — вулканические трубки: а — кимберлитовые, б — туфовые

Структуры первого порядка: I — Анабарская антеклиза, II — Ботубинский порог, III — Тунгусская синеклиза, IV — Вилуйская синеклиза, V — Прибайкальский краевой прогиб. Структуры второго и третьего порядков: А — Мархинский вал, Б — Ханьинская впадина, В — Маастахский блок, Г — Чукукское поднятие, Д — Далдынская флексура. Структуры Верхне-Моркожинской впадины: Е — Верхне-Томбинская, Ж — Моркожинская. Структуры Верхне-Вилуйского вала: З — Могуинское поднятие, И — Нижне-Вилуйское поднятие. Поднятия Тунгусской синеклизы: К — Моркожинское, Л — Аламджахское, М — Батырское, Н — Лахарчанское, О — Улахан-Вавское, П — Верхне-Вилуйское, Р — Ингольское, С — Усть-Актарандинское. Прогибы Тунгусской синеклизы: У — Олгуйдахский, Ф — Актарандинский, Х — Вилуйско-Мархинская флексура Ботубинского порога

краевого прогиба. Границы ее с этими структурами проводятся в достаточной мере условно.

Синеклиза является значительно более молодым образованием по сравнению с ограничивающими ее поднятиями и имеет облик наложенной структуры. По распределению мощностей отложений четко выявляется трансгрессивный характер развития синеклизы — постепенное расширение осадконакопления в ее пределах. Девонские отложения обнажаются только в северной и северо-западных частях рассматриваемой территории синеклизы. Каменноугольные породы распространены здесь также и на юге, где они несогласно перекрывают ордовикские отложения, а пермские отложения развиты еще более широко. Большую площадь занимают нижнетриасовые породы. Если судить по сохранившимся остаткам лавовых покровов, то эти образования перекрывали значительную часть юго-западного крыла Анабарской антеклизы, в том числе Верхне-Моркокинскую впадину, Верхне-Вилуйское поднятие и др. Несомненно, что каждому из этих этапов развития соответствовали свои границы синеклизы. Проведение же границ синеклизы по контурам максимального распространения или широкого развития пород траппового комплекса, как это иногда принимается, не может быть признано удачным, так как в этом случае к синеклизе должны быть отнесены структуры или их части юго-западного склона Анабарской антеклизы. Нередко положение восточной границы синеклизы связывается на севере с Вилуйско-Котуйской, а на юге с Ангаро-Вилуйской зонами разломов, но эти зоны, как отмечалось выше, не контролируют ни распределение мощностей, ни фаций палеозойских отложений, а триасовые вулканогенные образования широко развиты как к западу, так и к востоку от этих зон. Кроме того, указанные зоны разломов, несомненно, являются наиболее молодыми образованиями региона и по существу секущими по отношению к синеклизе. Располагаясь вблизи ее границ, они ориентированы под углом к ее контурам (по пермским и триасовым отложениям), а своими северо-западными окончаниями они входят далеко в пределы синеклизы.

В целом современные границы синеклизы достаточно четко намечаются по зонам заметного увеличения суммарных мощностей палеозойских и раннемезозойских отложений (девонских — нижнетриасовых). На юге, в области развития юрских отложений Ангаро-Вилуйского прогиба, положение этой зоны не совсем ясно, тогда как севернее она четко прослеживается вдоль западного склона Ботуобинского порога и к югу от Верхне-Вилуйского вала. Южнее р. Вилуй эта граница синеклизы на небольшом участке совпадает с Ахтарандинской зоной разломов, а к северу от р. Моркока — на значительном расстоянии параллельна и совпадает с Вилуйско-Котуйской зоной разломов.

Верхнепалеозойские и нижнетриасовые образования, выполняющие синеклизу, залегают относительно спокойно, со слабым наклоном к центроклинали. В ряде мест они полого изогнуты, образуют антиклинальные и синклинальные перегибы небольшой амплитуды. В сводах наиболее крупных поднятий обнажаются породы ордовика и силура.

Одной из значительных структур синеклизы является Моркокинское куполовидное поднятие, расположенное в среднем течении р. Моркока, к западу от Ботуобинского порога. Поднятие фиксируется по выходам пород нижнего ордовика, которые образуют пологий свод длиной 120 км и шириной 80 км, вытянутый в север-северо-западном направлении. В пределах свода развиты многочисленные мелкие разрывы и складки третьего порядка протяженностью до нескольких километров и с амплитудой до 30 м. Крылья и часть свода перекрыты верхнепалео-

зойскими отложениями, залегающими практически горизонтально на различных горизонтах ордовика. На северо-западе это поднятие ограничено Верхне-Моркокинской впадиной Анабарской антеклизы и Вилюйско-Котуйской зоной разломов, а на юго-западе и юге — Ахтарандинским прогибом синеклизы северо-западного простирания, центральная зона которого, выполненная породами нижнего триаса, осложнена Ахтарандинской зоной разломов и небольшим Аламджахским куполом.

К западу от перечисленных структур в пределах синеклизы устанавливается серия более мелких разобщенных поднятий, фиксирующихся по выходам ордовикских или верхнепалеозойских пород среди туфовых образований нижнего триаса. На севере, в бассейне р. Могды, располагается Магдинское поднятие, сложенное в своде ордовикскими, а на крыльях лландоверскими и венлокскими отложениями. Простирание его север-северо-западное, протяженность 50—60 км при ширине 25—30 км; строение поднятия симметричное, углы падения на крыльях 2—3°, амплитуда до 250 м. Поднятие ограничивает с юго-запада Верхне-Моркокинскую впадину и осложнено в восточной части разломами Вилюйско-Котуйской зоны. Южнее располагается Лахарчанское куполовидное поднятие с поперечником 35—40 км. В его своде выходят ордовикские породы. Южнее, на левобережье р. Вилюй, по выходам верхнепалеозойских отложений среди поля туфовых пород триаса зафиксировано Батырское поднятие. Оно имеет северо-западное простирание. Ширина его от 12—13 до 25 км, протяженность свыше 60 км, строение асимметричное, с пологим восточным (2—3°) и крутым западным (5—8°) крыльями. С юга поднятие ограничено системой нарушений и связанных с ними молодых прогибов северо-восточного простирания, относящихся уже к Ангаро-Вилюйской зоне разломов.

Далее к западу в пределах синеклизы находятся Инголинская, Улахан-Вавская и другие положительные структуры, устанавливаемые по выходам пород пермского возраста среди триасовых образований. Обычно они овальных очертаний с пологими углами падения на крыльях, размеры их в длину составляют от 20—30 до 50—60 км, амплитуды поднятия до нескольких сотен метров.

Перечисленные структуры являются разновозрастными. Моркокинское, Магдинское и Лахарчанское поднятия доверхнепалеозойские; средне- и верхнекаменноугольные и пермские отложения залегают почти горизонтально на различных толщах ордовика и силура. Батырское и Улахан-Вавское поднятия послепермские, но, возможно, формировались в самом начале триасового периода. Отложения перми и туфогенные толщи триаса участвуют в строении этих поднятий. Иногда послепермские структуры, как и доверхнепалеозойские, осложняются наложенными прогибами, которые обусловлены разломами и выполнены лавовыми толщами нижнего триаса. Нижне-Вилюйканская впадина развивалась в девоне и унаследованно прогибалась в верхнем палеозое и триасе. Ахтарандинский прогиб, выполненный породами триаса, связан с Ахтарандинской зоной разломов. Он появился в раннем триасе.

Выделяемые в пределах Тунгусской синеклизы зоны разломов также, по-видимому, являются молодыми образованиями, относящимися к концу или второй половине раннетриасовой эпохи. Они, несомненно, осложняют структуры древнего заложения синеклизы и краевой части Анабарской антеклизы (Верхне-Моркокинскую впадину, Ботубинский порог, Магдинское поднятие и южную часть Верхне-Вилюйского вала), а на юге синеклизы разломы Ангаро-Вилюйской зоны осложняют и ограничивают с юга Батырское поднятие раннемезозойского заложения. Это указывает на то, что указанные зоны разломов являются

молодыми образованиями, они не влияют на распределение мощностей и фаций палеозойских отложений, выполнявших синеклизу, и не могут рассматриваться в качестве глубинных разломов.

### Ботуобинский порог

Ботуобинский порог, выделяемый иногда под названием Сюльдюкарского вала, поднятия или седловины (Мокшанцев и др., 1964; Горштейн и др., 1963), расположен в крайней западной части рассматриваемого региона в бассейнах рек Улахан-Ботубуя, Чона и нижнего течения р. Моркока. Порог представляет собой обширное поднятие, протягивающееся в меридиональном направлении более чем на 300 км от южного склона Анабарской антеклизы до структур Ангаро-Ленского прогиба. Он разделяет Тунгусскую и Вилюйскую синеклизы Сибирской платформы. К востоку от него располагается Ыгыаттинская впадина Вилюйской синеклизы, а к западу — Моркокинское поднятие и Ахтарандинский прогиб Тунгусской синеклизы. Шарнир порога слабо изогнут и полого воздымается от долины р. Вилюй на север в сторону Анабарской антеклизы и к югу по направлению к Ангаро-Ленскому прогибу. В приподнятых северной и южной частях структуры и в ее своде обнажаются породы верхнего кембрия и нижнего ордовика, в прогнутой части наблюдаются отложения чуьского и устькутского ярусов ордовика, а на крыльях — отложения среднего — верхнего ордовика и силура. Юго-западная часть порога в значительной мере перекрыта верхнепалеозойскими — нижнемезозойскими отложениями.

По залеганию отложений среднего палеозоя выявляется, что структура асимметрична; ее западное крыло пологое, с углами падения до  $1^\circ$ , а восточное — крутое, с углами падения  $4-6^\circ$ . Восточное крыло порога осложнено Вилюйско-Мархинской зоной разломов, ширина которой достигает здесь 30—40 км. В пределах этой зоны, в бассейне рек Аппая, Укугут и Ыгыатта, на границе с Ыгыаттинской впадиной, М. В. Михайлов установил Аппайско-Укугутскую зону дробления, выраженную системой перемещенных блоков в виде грабенов и горстов, секущих под острым углом крыло порога, что придает ему ступенчато-блоковое строение. Амплитуда перемещения пород по этим нарушениям иногда превышает 100—150 м. Центральная и западная части Ботуобинского порога осложнены небольшими антиклинальными и синклиналиными перегибами с амплитудой до 100 м, а также двумя зонами разломов.

Южную часть порога в бассейне р. Улахан-Ботубуя, осложняет Ахтарандинская зона. Она простирается почти в меридиональном направлении, а севернее несколько отклоняется к западу. Общая протяженность зоны до 200 км, ширина ее 20—35 км. Ахтарандинская зона представлена многочисленными разломами с небольшими амплитудами перемещения, зонами трещиноватости, мелкими блоковыми структурами и интенсивными проявлениями магматизма. Отмечаются секущие наклонные и ветвящиеся дайки, кольцевые и конические интрузии центрального типа, трубки взрыва, в том числе дифференцированные интрузии. В северной части Ботуобинского порога располагается южное окончание Вилюйско-Котуйской зоны разломов, протягивающейся в север-северо-западном направлении вдоль границы Тунгусской синеклизы. Она также характеризуется сгущением разрывных нарушений и интрузий. Западное крыло порога — пологое, осложнено небольшими по амплитуде перегибами различной ориентировки. Оно постепенно переходит в склон Тунгусской синеклизы.

Ботуобинский порог, как и Силигир-Тюнгский, не имеет четких периклинальных окончаний. По мере воздымания шарнира структуры

к северу и югу поднятие расширяется, крылья его выполаживаются и замещаются далее моноклиналями, которые осложнены структурными носами или приразломными складками небольшой амплитуды. Формирование порога относится к девонскому периоду, ко времени интенсивного прогибания Бгыаттинской впадины Вилюйской синеклизы и, возможно, Тунгусской синеклизы. По отложениям ордовика и силура в пределах структуры не отмечается каких-либо изменений фаций и мощностей. Отложения среднего — верхнего карбона залегают уже на дислоцированных и частично размытых породах, слагающих Ботуобинский порог.

### Вилюйская синеклиза

Вилюйская синеклиза впервые была выведена Н. С. Зайцевым (1954). Изучению тектонического строения синеклизы в целом и ее отдельных структур посвящены работы Г. Д. Бабаяна, В. А. Вахрамеева, В. Г. Васильева, А. А. Гудкова, В. В. Забалуева, А. В. Лейпцига, О. К. Литвиненко Ю. С. Нахабцева, А. А. Николаевского, В. В. Панова, Ю. М. Пушаровского, Ю. П. Тихомирова, Г. С. Фрадкина, Н. М. Чумакова, Г. И. Штеха и других исследователей. Результаты этих работ явились основой для составления предлагаемого очерка.

Вилюйская синеклиза находится в центральной части рассматриваемой территории Западной Якутии, в бассейне нижнего и среднего течений р. Вилюй. На севере и юге синеклиза ограничена склонами Алданской и Анабарской антеклиз, на западе отделена Ботуобинским порогом от Тунгусской синеклизы, а на востоке граничит с мезозойским Приверхоянским краевым прогибом Верхояно-Колымской складчатой области. Синеклиза является структурой длительного становления, формировавшейся на протяжении всей истории развития Сибирской платформы.

Для синеклизы характерно непостоянство размещения в ее пределах зон максимального прогибания различного возраста. Так, протерозойские отложения выполняли отдельные узкие трого и грабеноподобные прогибы в ее восточных районах, ниже- и среднепалеозойское осадконакопление происходило на большей территории, но, вероятно, оно также концентрировалось и было приурочено к отдельным впадинам. Максимальных размеров синеклиза достигла в юрском периоде.

Границы синеклизы не контролируются какими-либо крупными разломами, как это считалось ранее (Бабаян и др., 1960), и не подчеркиваются линейными пликативными структурами. Поэтому нередко границы синеклизы проводятся по контурам развития тех или иных отложений, что не всегда является достоверным. Контурные синеклизы по палеозойским, нижнетриасовым, юрским и другим отложениям, несомненно, не могут совпадать в плане между собой; синеклиза нижнеюрского возраста будет иметь максимальные размеры и включать в себя значительные территории, относящиеся к антеклизам и другим структурам Сибирской платформы.

Наиболее целесообразно условные границы Вилюйской синеклизы проводить по контурам развития тоарских или морских среднеюрских образований, которые в отличие от нижнеюрских и более древних отложений практически не встречаются на территории прилегающих к синеклизе структур Сибирской платформы. В этих границах синеклизы четко отделяется от других структур платформ, а ее территория характеризуется рядом особенностей тектонического строения.

В плане синеклиза представляет собой обширную впадину, ориентированную в широтном направлении, центроклинально замыкающуюся на западе и значительно расширяющуюся в восточном направлении



в сторону Приверхоянского краевого прогиба. Ее южная граница (с Алданской антеклизой) имеет широтное простирание и протягивается примерно от г. Якутска до верховьев рек Ура и Бирюк. Эта граница почти прямолинейна. Здесь мезозойские отложения, слагающие мало-мощный чехол в отдельных районах северного склона Алданской антеклизы, полого погружаются на север в сторону синеклизы, постепенно увеличивают мощность и охватывают большие пространства. Часто эту границу синеклизы связывали с флексуобразными погружениями кровли кембрийских отложений или с предполагаемыми разломами в фундаменте. Подобные структуры не нашли подтверждения. Наоборот, все разломы фундамента, устанавливаемые на северном склоне Алданской антеклизы (разрывы, ограничивающие Наманинское поднятие), и зоны мелких нарушений, фиксирующихся на поверхности (Харинская и др.), ориентированы под углом к указанной границе и, несомненно, не контролируют ее положение.

Аналогичным образом по контурам распространения среднеюрских отложений проводится граница синеклизы с Анабарской антеклизой. Она протягивается в северо-восточном направлении примерно от бассейна верхнего течения р. Ыгыатта до с. Жиганск. Некоторыми исследователями эта граница связывается с Вилюйско-Мархинской зоной разломов и даек (Мокшанцев и др., 1964), что не может считаться правильным. Следует подчеркнуть, что зона разломов только в самом общем виде может рассматриваться как некоторое линейное разграничение между этими двумя структурами. Она осложняет нижнепалеозойские образования склона антеклизы и сформировалась, вероятно, в начале мезозоя (или в верхнем палеозое) и не имеет отношения к формированию указанных структур в протерозое, раннем и среднем палеозое. Кроме того, эта зона разломов достигает ширины 150 км. С ней связано пологое ступенчатое погружение нижнепалеозойских пород к югу и формирование очень пологой моноклинали. По данным сейсморазведочных работ подобное моноклинальное погружение палеозойских пород устанавливается и южнее, в большинстве районов, прилегающих к Анабарской антеклизе, под мезозойскими отложениями синеклизы. Таким образом, и в этом случае граница синеклизы проводится условно по контурам развития среднеюрских отложений.

Граница синеклизы с Ботуобинским порогом проводится по его восточному склону, который, как уже отмечалось, в бассейне р. Марха осложнен достаточно крупным флексурным перегибом. И здесь граница не всегда совпадает с контурами развития юрских отложений. На северо-западе синеклизы на дневной поверхности обнажаются средне- и верхнепалеозойские отложения Ыгыаттинской впадины, которые, несомненно, должны включаться в территорию синеклизы.

Наиболее определенно положение границы Вилюйской синеклизы с Приверхоянским краевым прогибом. Развитые на этой площади верхнемеловые породы залегают практически горизонтально и слагают крупную наложенную впадину, т. е. какого-либо разграничения по этим образованиям между синеклизой и прогибом не выявляется. Граница намечается только в самом общем виде по данным геофизических исследований и бурения, указывающих на общее увеличение мощности мезозойских отложений в прогибе и возрастание мощности верхнемеловых отложений в Линденской впадине. Здесь граница определяется пологой моноклиналью или флексурным перегибом, разграничивающим относительно приподнятую территорию синеклизы от прогнутых зон Линденской и Лунхинской впадин. В плане эта граница имеет дугообразное очертание и протягивается от Мунского поднятия (с. Жиганск) к р. Линде (60—70 км от устья) и далее на юго-восток к р. Вилюй и

оз. Неджели, где разделяет Средне-Вилу́йское поднятие синеклизы и Усть-Вилу́йский порог. Затем она уходит в восток-северо-восточном направлении к г. Якутску (пос. Кангаласы).

Вилу́йская синеклиза, развивавшаяся с протерозоя до конца мезозойской эры, имела в отдельные этапы развития не только различные размеры и конфигурацию, но и существенно отличные структурные планы. По отложениям верхнего мела, распространенным в ее центральных и восточных районах, она представляет собой широкую плоскую мульду с почти горизонтальным залеганием пород. По юрским и нижнемеловым породам синеклизы имеет максимальные размеры и более сложное строение; в ее пределах отмечаются крупные пологие поднятия, обширные прогнутые зоны и более многочисленные локальные поднятия, но в общем она также может быть охарактеризована как впадина достаточно простого строения. Значительно более сложно синеклизы построена по палеозойским толщам. Под отложениями юры, особенно в западной части синеклизы, по геофизическим данным установлен ряд крупных положительных и отрицательных структур, в строении которых участвуют кристаллические породы архея и отложения палеозоя. Как правило, эти погребенные поднятия и впадины не получают отражения в мезозойских отложениях или выражены крайне слабо.

В целом для Вилу́йской синеклизы намечается три различных структурных плана: домезозойский, посленижнемеловой и послеверхнемеловой. В строении первого из них участвует несколько докембрийских и палеозойских структурных ярусов, второго — мезозойский (юрский — нижнемеловой) структурный ярус, а третьего — верхнемеловой — неогеновый структурный ярус, с которым связано также формирование крупных наложенных впадин.

В пределах Вилу́йской синеклизы установлено восемь разновозрастных структур второго порядка. В западной части располагаются крупное Сунтарское погребенное поднятие и ограничивающие его с севера и юга Мархинская (Ыгыаттинская) и Кемпендяйская впадины. В восточной части, в приосевой зоне синеклизы, по мезозойским отложениям намечается Средне-Вилу́йское поднятие. К югу от него располагается Южно-Вилу́йский (Тангнарынский) мезозойский прогиб и Верхне-Синское и Баппагайское погребенные (домезозойские) поднятия, а к северу — мезозойская Данбыдахская впадина и несколько более мелких относительно опущенных и приподнятых зон.

Кемпендяйская впадина находится в крайней юго-западной части Вилу́йской синеклизы, на правом берегу р. Вилу́й в бассейне верхних течений рек Намана, Кемпендяй, Тонгуо, Ботомойу. В качестве самостоятельной структуры она была выделена Н. М. Чумаковым (1959) и другими исследователями по наличию значительной отрицательной аномалии силы тяжести. Впадина выполнена девонскими, каменноугольными и мезозойскими отложениями мощностью более 3000 м; согласно расчетам геофизических полей, под ними должен находиться еще более мощный комплекс докембрийских и нижнепалеозойских пород. Глубина залегания фундамента в центральных, наиболее прогнутых частях впадины составляет, по различным данным, от 7000—8000 до 10 000—12 000 м (Николаевский, 1958; Бабаян и др., 1960; Мокшанцев и др., 1964).

В плане Кемпендяйская впадина имеет форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении. На юго-западе она примыкает к наиболее погруженным частям Березовской впадины Прибайкальского прогиба, на юго-востоке ограничена склонами Наманинского и Верхне-Синского поднятий, а на северо-западе — Сунтарским погребенным поднятием. Границы впадины с перечисленными положительными структу-

рами контролируются разломами. Крупное нарушение, где отмечается погружение пород фундамента на несколько тысяч метров, установлено на границе с Сунтарским поднятием (Бабаян и др., 1960; Штех, 1965). Оно выражено рядом сближенных параллельных разрывов. Несколько меньшее по амплитуде нарушение в фундаменте приурочено к южной границе впадины. На юго-западе, в бассейне верхнего течения р. Бирюк, по отложениям среднего палеозоя намечается центроклинальное замыкание впадины, а на северо-востоке она ограничена небольшим по размерам Чебыдинским поднятием, устанавливаемым по геофизическим данным под отложениями мезозоя. В этих границах структура имеет протяженность до 400 км и ширину 60—80 км.

Отложения, выполняющие впадину, залегают весьма спокойно. Породы палеозоя полого погружаются в сторону приосевой зоны прогиба с постепенным нарастанием мощности, а юрские отложения залегают практически горизонтально. На склонах впадины по палеозойским породам намечаются очень пологие перегибы с амплитудой до нескольких сотен метров. Ее центральная часть осложнена серией крупных складок, выделяемых под названием Кемпендяйских дислокаций, в строении которых участвуют породы девона и мезозоя. Они представлены куполами, брахиантиклиналями и удлиненными антиклинальными складками, иногда достаточно сложных очертаний, формирование которых связывается с проявлениями соляного диапиризма (Чумаков, 1959; Бородин и др., 1961). Эти складки образуют общую зону северо-восточного простирания протяженностью до 150 км, в которой можно наметить две линии поднятий — Кемпендяйскую и Баагинскую, разделенные прогибом, выполненным отложениями верхнего мела.

В пределах Кемпендяйских дислокаций установлено 18 складок размерами от 3×4 до 4×30 км. В сводах 10 структур обнажаются породы кемпендяйской и курунгурахской свит девона и девона — нижнего карбона, остальные структуры сложены породами юры и мела. Их амплитуда колеблется от первых сотен до 2000 м и более. Большинство структур асимметрично с более крутыми северо-западными крыльями. В сводах наблюдаются углы падения пластов 35—40°, которые выносятся на крыльях до 4—10°. Характерным является также неполнота разреза отложений, развитых в сводах крупных антиклиналей. Нередко кемпендяйская свита перекрывается на отдельных участках сводов породами плинсбаха (среднего лейаса), средней юры, а иногда и отложениями нижнемелового возраста. Местами же курунгурахская свита и юрские отложения отсутствуют.

Мелкие куполовидные складки имеют округлую форму, а крупные характеризуются неправильными очертаниями и состоят из ряда обособленных куполов, соединенных узкими перемычками.

Большинство антиклинальных структур разделено пологими синклинальными прогибами, в пределах которых наряду с отложениями нижнего мела, широко распространенными в восточных районах Кемпендяйской впадины, установлены и верхнемеловые образования. Эти прогибы рассматриваются Н. М. Чумаковым (1959) как компенсационные мульды.

Типичной складкой Кемпендяйских дислокаций является Табасынская антиклиналь протяженностью 30 км и шириной от 2 до 7 км. В ее своде вскрываются породы кемпендяйской свиты, падающие под углом до 30°. На юго-восточном крыле структуры развит весь комплекс отложений от лейаса до нижнего мела; на северо-западном крыле породы девона непосредственно перекрываются меловыми отложениями. Падение мезозойских пород по направлению от свода резко выножается с 20 до 3—4°. В пределах складки устанавливаются два крупных раз-

рывных нарушения, одно из которых осложняет северо-восточную периклиналь, а второе сечет ее свод и юго-восточное крыло. Протяженность нарушений 3—7 км, амплитуда до 500 м. Общая амплитуда поднятия более 2000 м. По данным сейсморазведочных работ по нижним горизонтам разреза поднятие имеет более сложное строение. Если отложения мела на крыльях структуры залегают горизонтально, то в юрских породах отмечаются достаточно крутые углы падения (рис. 11). Отложения девона и нижнего карбона слагают в районе структуры крупное валлообразное поднятие, причем отмечается увеличение их мощности в своде до 4000—5000 м. В нижележащих отложениях складка не проявляется. Ордовикские, кембрийские и более древние породы образуют

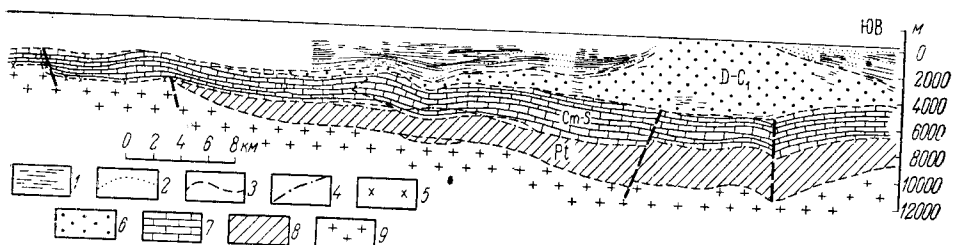


Рис. 11. Геолого-геофизический профиль через Табасындскую антиклиналь Кемпендйайской впадины. Составил Г. И. Штех по материалам М. К. Вейнсберг и В. Н. Никифоровой

1 — отражающие площадки; 2 — границы внутри мезозойских комплексов; 3 — границы систем; 4 — преломляющие поверхности (более 6500 м/сек); 5 — глубина до верхних кромок магнитных тел; 6 — девон — карбон; 7 — кембрий — силур; 8 — протерозой; 9 — архей

пологую синклиналиную мульду, вероятно осложненную рядом разломов.

Сунтарское поднятие, выделенное по геофизическим данным П. Н. Меньшиковым (1956), Г. В. Бархатовым и другими исследователями, расположено в западной части Вилюйской синеклизы, в большой Сунтарской петле р. Вилюй и к востоку от нее. Оно представляет собой крупный приподнятый блок архейских пород, перекрытый маломощным чехлом юрских отложений. В его сводовой части кристаллический фундамент залегают на глубине 370 м, на котором лежит маломощный покров из предположительно нижнепалеозойских пород и юрских отложений.

На юго-востоке и северо-западе Сунтарское поднятие ограничено Кемпендйайской и Мархинской впадинами. На юго-западе оно постепенно затухает и перекрыто нижнепалеозойскими отложениями Березовской впадины. Аналогичное затухание поднятия происходит и к северо-востоку, по направлению к центральным районам Вилюйской синеклизы. Архейские породы очень полого погружаются до глубины 1500—2000 м, и соответственно увеличивается мощность мезозойских отложений. В районах, прилегающих к г. Вилюйску, поднятие уже не выявляется ни в мезозойских породах, ни в подстилающих их толщах. Граница поднятия в этих зонах погружения проводится условно по положению фундамента на глубине 2500—3000 м.

С северо-запада и юго-востока Сунтарское поднятие ограничено крупными разломами. Наиболее крупная система разрывов устанавливается вдоль границ с Кемпендйайской впадиной. В гравитационном поле ей соответствует крупная ступень, указывающая на ступенчатое и очень крутое погружение фундамента на юго-восток. Эта зона состоит из ряда кулисообразно заходящих и ветвящихся нарушений, образующих полосу

шириной до 10—15 км и сопровождаемых иногда дайками основных пород. По данным электроразведочных работ, частично подтвержденных бурением, погружение архейского фундамента по зоне разломов составляет 4000—5000 м. Меньшая по амплитуде система нарушений в фундаменте намечается на границе Сунтарского поднятия с Мархинской впадиной. Здесь перемещение по разломам не превышает 2000 м, а погружение фундамента более пологое, чем на юге. В мезозойских отложениях эти нарушения иногда выражены небольшими флексурными перегибами и разрывами северо-восточного простирания с амплитудами в несколько десятков метров.

В указанных границах Сунтарское поднятие представляет собой овальной формы приподнятый блок фундамента протяженностью около 270 км и шириной до 100 км, ориентированный в северо-восточном направлении. Судя по архейским образованиям, поднятие имеет форму горста с широким плоским сводом. По геофизическим данным, в своде выделяются три небольших по амплитуде приподнятых блока фундамента, которые по мезозойским отложениям практически не выражаются. Юрские отложения в пределах поднятия залегают спокойно с пологим падением пород на восток в сторону центрального участка Вилюйской синеклизы и на юго-восток по направлению к Кемпендяйской впадине. В этих же направлениях увеличивается мощность мезозойских пород. На своде она равна 360—400 м, в восточной части впадины — 800—900 м и более 2000 м в районе г. Вилюйска. По мезозойским отложениям поднятие выражено в виде очень пологого структурного носса северо-восточного простирания, причем его формирование связано в основном с относительно большим прогибанием территории Кемпендяйской впадины по сравнению с другими западными районами Вилюйской синеклизы. Граница с Мархинской впадиной по распределению мощностей мезозойских отложений не выражена, хотя здесь в них и устанавливаются небольшие структурные осложнения. Общая амплитуда Сунтарского поднятия по фундаменту относительно наиболее погруженных зон Мархинской впадины составляет около 6000 м, а относительно Кемпендяйской определяется от 8000 до 12 000 м (Мокшанцев и др., 1964; Николаевский, 1958).

Мархинская впадина, выделяемая иногда под названием Ыгыаттинской, расположена в северо-западной части Вилюйской синеклизы, в бассейне нижнего течения рек Ыгыатта и Марха. Впадина была намечена в общем виде по данным геофизических исследований П. Н. Меньшиковым (1956) и выделена под указанным названием Н. М. Чумаковым (1959). Она выполнена толщей палеозойских и мезозойских пород мощностью до 4000 м, ниже которых, по расчетам, намечаются нижнепалеозойские и докембрийские образования. Глубина залегания фундамента в ее центральных районах достигает от 7000 до 10 000—12 000 м (Бабаян и др., 1960; Мокшанцев и др., 1964; Штех, 1965).

На юго-востоке Мархинская впадина отделена системой разломов в фундаменте от Сунтарского поднятия, на западе и севере ее ограничивают склоны Ботубинского порога и Анабарской антеклизы, а на востоке (междуречье Марха—Тюнг) она, вероятно, замыкается. Впадина, как и прилегающие к ней структуры, почти полностью перекрыта отложениями юрского возраста, которые полого погружаются и увеличиваются в мощности к востоку.

Впадина имеет длину около 300 км и ширину до 90 км. Она вытянута в северо-восточном направлении. Ее поперечный профиль, как и Кемпендяйской впадины, асимметричен. Участки, прилегающие к Сунтарскому поднятию, резко опущены по разлому. Наиболее прогнутая

зона несколько смещена в сторону этого поднятия. Северо-западное крыло структуры характеризуется в общем пологим падением пород к югу и не контролируется крупными разрывами.

В строении впадины кроме мезозойских пород принимают участие отложения ордовика и силура мощностью до 850 м, девонские и нижнекаменноугольные образования мощностью до 2500 м. Угленосные верхнепалеозойские и мезозойские отложения залегают трансгрессивно на среднепалеозойских породах со значительно более пологим восточным падением слоев. Среднепалеозойские породы обнажаются только в северо-западной части впадины, где по их залеганию четко фиксируется пологое крыло Мархинской впадины. Здесь отмечается очень пологое погружение пород к югу и юго-востоку с последовательной сменой ордовикских отложений силурийскими, девонскими и каменноугольными. Краевая часть впадины осложняется разрывными нарушениями различной ориентировки, которые объединяются в зону северо-восточного простирания, протягивающуюся примерно параллельно границе впадины. Ими обусловлено формирование ряда узких грабен и горстов, ориентированных под острым углом к границе впадины. Перемещения по отдельным разломам достигают 500—600 м. По разрывам происходило внедрение даек среднепалеозойского возраста. В восточной части Мархинской впадины эта зона разломов, как и связанные с ней структуры, несогласно перекрываются верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями, в которых они не получают какого-либо выражения. В центральной части впадины под отложениями мезозоя предполагается развитие пологих пликативных структур, связанных с проявлениями соляной тектоники.

Средне-Вилуйское поднятие расположено в приосевой зоне восточной части Вилуйской синеклизы, примыкающей к долине р. Вилуй. Под названием Хапчагайского оно впервые было намечено в этом районе по контурам обширной гравитационной аномалии на тектонической схеме, составленной В. Г. Васильевым (Васильев, Иванова, 1958). Позже работами А. А. Гудкова, А. А. Николаевского и др. было установлено существенное несовпадение в плане контуров аномалии и поднятия. На основании детальных геофизических работ структура была определена в северо-западной части указанной аномалии, на площади, прилегающей к долине р. Вилуй.

Средне-Вилуйское поднятие является образованием юрского — нижнемелового структурного яруса и не имеет четкого выражения в современном структурном плане региона. Оно полностью перекрыто отложениями верхнего мела, залегающими в восточной части синеклизы практически горизонтально на различных подстилающих меловых толщах. Контур поднятия выявлены по данным бурения и сейсморазведочным работам. На юге оно ограничено Южно-Вилуйским прогибом, выполненным юрскими и меловыми отложениями мощностью до 3000 м, на севере — обширной прогнутой зоной, в которой развит еще более мощный комплекс мезозойских отложений. От Сунтарского поднятия эта структура отделена прогибом, намечаемым в районе г. Вилуйска, а на востоке граничит с Усть-Вилуйским порогом. Границы Средне-Вилуйского поднятия с перечисленными выше структурами в достаточной мере условны. На юге и западе они определяются 2400—2500-метровой глубиной залегания кровли нижнеюрских отложений, на севере — 2800—3000-метровой. Граница с Усть-Вилуйским порогом выражена в резком, почти на 1000 м, погружении кровли нижнеюрских пород, устанавливаемом к востоку от оз. Неджели. Именно в этих контурах поднятие достаточно четко вырисовывается в качестве единой и своеобразной структуры.

Средне-Вилуйское поднятие имеет форму овала субширотного простираения, протяженностью около 160 км и шириной 50—60 км. Оно протягивается вдоль долины р. Вилуей примерно от г. Вилуйска на западе до оз. Неджели на востоке. В сводовой части непосредственно под отложениями верхнего мела залегают породы верхней юры и нижних горизонтов нижнего мела, причем как те, так и другие присутствуют здесь в сокращенных мощностях, а ряд свит нижнего мела полностью выклинивается. Крылья структуры выполнены отложениями нижнего мела, имеющими здесь более мощный и полный разрез. Верхнеюрские отложения залегают на своде на глубинах в несколько сотен метров, тогда как на крыльях они находятся на глубинах 700—1000 м, а в прилегающих прогибах — до 2000 м. Аналогичное строение Средне-Вилуйское поднятие имеет по кровле нижнеюрских отложений. На своде структуры эти отложения залегают на глубинах до 1300—1400 м, в прилегающих прогибах — до 2800—3000 м. Общая амплитуда поднятия по этим горизонтам отложений относительно прогибов составляет 1400—1600 м.

В поперечном профиле Средне-Вилуйское поднятие асимметрично. Его северное крыло более широкое и пологое, а кровля нижнеюрских пород погружена здесь на значительно большую глубину — до 3600 м. Южное крыло более крутое и характеризуется непостоянством наклона; на отдельных участках углы падения, как и на северном крыле, не превышают 1—2°, тогда как в других местах достигают 5°. Сводовая часть поднятия плоская, но осложнена несколькими крутыми антиклиналями, с которыми связаны крупные газовые и газоконденсатные месторождения. В крайней западной части располагается наиболее значительная из этих структур — Средне-Вилуйский купол с поперечником 30×40 км. Восточнее выделяются Туолонская и Мастахская антиклинали и Неджелинский купол. Структуры характеризуются симметричным строением, достаточно крутым падением пород на крыльях и уплощенными сводами. Они ориентированы в широтном направлении согласно с простираением Средне-Вилуйского поднятия и имеют протяженность от 25 до 40 км при ширине от 10 до 20 км. Амплитуда складок относительно свода поднятия варьирует от 100—200 до 250—600 м.

Наряду с перечисленными крутыми структурами в пределах свода и на крыльях Средне-Вилуйского поднятия устанавливаются мелкие антиклинальные складки и осложнения типа структурных террас и носов. К югу от Неджелинской антиклинали и оз. Неджели располагается небольшая Южно-Неджелинская складка с амплитудой менее 50—60 м и протяженностью в несколько километров. Она осложняет пологий структурный нос субширотного простираения, шарнир которого полого погружается к востоку. Подобные мелкие осложнения намечаются по данным геофизических работ на северном склоне поднятия и в других районах (Штех, 1965).

Средне-Вилуйское поднятие, занимающее приосевую часть Вилуйской синеклизы, разделяет ее на два обособленных прогиба, получивших название Северо-Вилуйской и Южно-Вилуйской прогнутых зон (Лейпциг, 1962). Зоны выполнены мощным комплексом мезозойских пород и являются структурами позднемезозойского заложения, возникновение которых обусловлено формированием в меловое время Средне-Вилуйского поднятия. Это широкие асимметричные прогибы, открывающиеся в восточном направлении. Их крылья, прилегающие к склонам Алданской и Анабарской антеклиз, значительно более пологие и широкие по сравнению с крыльями Средне-Вилуйского поднятия, а наиболее прогнутые части смещены в сторону поднятия. Днища прогнутых зон широкие и плоские и осложнены небольшими поднятиями и впадинами, ко-

которые иногда рассматриваются в качестве самостоятельных тектонических элементов синеклизы. Непосредственно к югу от Средне-Вилуйского поднятия выделяются Тангнарынский прогиб и пологий южный склон синеклизы, в пределах которого располагаются погребенные Верхне-Синское и Баппагайское поднятия, а к северу — Дабыдахская впадина и северный склон синеклизы, осложненный рядом мелких структур.

Тангнарынский прогиб находится южнее Средне-Вилуйского поднятия, в бассейне среднего течения рек Тангнары, Баппагай и Лунха. В нем наиболее полно развит комплекс мезозойских отложений. Прогиб выделен по сейсморазведочным работам. По отложениям верхнемелового возраста, широко развитым в этом районе, он практически не выражается, а выявляется по юрским и нижнемеловым породам. Общая мощность мезозойских отложений в его пределах достигает 4000—4500 м, а кровля нижнеюрских отложений фиксируется на глубинах от 2800 до 3000 м. Амплитуда прогиба относительно свода Средне-Вилуйского поднятия более 1000 м. Границы прогиба с прилегающими структурами проводятся условно по изогипсе 2500 м кровли нижнеюрских отложений. В этих контурах он характеризуется весьма пологим и нередко горизонтальным залеганием мезозойских отложений с небольшими пологими перегибами и складками.

В плане Тангнарынский прогиб представляет собой линейную структуру субширотного простирания, протягивающуюся от района г. Вилуйска на западе до р. Лунха на востоке. В бассейне р. Лунха эта структура примыкает с запада к Лунхинской впадине Приверхоянского (Алданского) краевого прогиба, а на западе, в районе г. Вилуйска, замыкается. В этом месте он резко меняет свое простирание на северо-западное и узкой седловиной соединяется с прогнутой частью Северо-Вилуйской зоны синеклизы. Протяженность прогиба 160—180 км, ширина 40—60 км. Шарнир структуры ундулирует, в связи с чем появляется ряд относительно приподнятых и опущенных участков. Наиболее приподнятым является район бассейна р. Баппагай, где глубина залегания кровли нижнеюрских пород менее 2800 м. Отсюда шарнир полого погружается к востоку, в сторону Лунхинской впадины (на 350—400 м), и к западу, в бассейн р. Тангнары. В западной части в прогибе выделяется несколько относительно мелких поднятий и впадин (Хайалахский купол и др.), где залегание кровли нижнеюрских отложений установлено на глубинах от 2600 до 3000 м. Наиболее прогнутая часть структуры с глубинами более 3000 м располагается к югу от г. Вилуйска. Кроме того, в пределах Тангнарынского прогиба устанавливается ряд более мелких осложнений в виде небольших по размерам и амплитуде структурных носов, брахиантиклиналей и брахисинклиналей.

Верхне-Синское поднятие приурочено к верхнему течению р. Синяя, в пределах пологого южного склона Вилуйской синеклизы. В качестве самостоятельной структуры это поднятие было выделено А. А. Гудковым и Г. И. Штехом из состава крупного погребенного Наманинского поднятия. Поднятие устанавливается по данным геофизических исследований в качестве погребенной домезозойской структуры, перекрытой полого погружающимися к северу маломощными отложениями юрского возраста. В плане оно имеет овальные очертания и вытянуто, как и большинство структур западной части Вилуйской синеклизы, в северо-восточном направлении. На северо-западе Верхне-Синское поднятие ограничивает Кемпендяйскую впадину, а на юго-западе примыкает к Наманинскому поднятию склона Алданской антеклизы, с которым образует единую приподнятую зону фундамента северо-восточного простирания. В его пределах фундамент залегает на глубинах до 3000 м; по этой изогипсе размеры поднятия 30—40×100 км. По геофизическим



данным северо-западное крыло Верхне-Синского поднятия, как и Наманинского, вероятно, связано с разломами. Амплитуда перемещения кровли фундамента определяется от 500 до 700—800 м (Николаевский, 1958; Мокшанцев и др., 1964). По-видимому, выступу архейского фундамента в пределах Верхне-Синского поднятия соответствует небольшое поднятие по нижнепалеозойским породам, которые несогласно перекрываются отложениями мезозойского возраста. В юрских отложениях поднятие не выражено, ему соответствует лишь несколько небольших и очень пологих антиклинальных перегибов.

Баппагайское погребенное поднятие впервые установлено В. А. Озерцовой и Т. Н. Спижарским. Оно находится к северо-востоку от Верхне-Синского поднятия, в среднем и верхнем течении р. Баппагай. По данным геофизических исследований это приподнятый блок фундамента округлой формы, размером 55×70 км, несколько вытянутый в меридиональном направлении (Мокшанцев и др., 1964; Штех, 1965). Поднятие располагается на продолжении Верхне-Синского и Лено-Алданского поднятий и рассматривается иногда как северное окончание последнего (Горнштейн, 1965). Баппагайское погребенное поднятие фиксируется по более высокому положению кровли архейского фундамента и оконтуривается изогипсой 3000 м. По расчетам, его амплитуда достигает 500—700 м. Архейские образования на своде и палеозойские породы на крыльях структуры несогласно перекрываются отложениями мезозоя, полого наклоненными на север. По отложениям верхнего мела эта структура не проявляется, но в юрских и нижнемеловых породах она получает отражение в виде пологого поднятия небольшой амплитуды. Именно с Баппагайским поднятием фундамента территориально связаны воздымание шарнира Тангнарынского прогиба в бассейне р. Баппагай и формирование здесь мезозойского поднятия с амплитудой около 300 м. К склону Баппагайского поднятия, вероятно, относится устанавливаемая сейсморазведочными работами Хайалахская куполовидная антиклиналь размером 13×18 км и с амплитудой свыше 200 м (Штех, 1965).

Кроме Баппагайского и Верхне-Синского поднятий, достаточно четко фиксируемых по геологическим и геофизическим данным, на южном склоне Вилюйской синеклизы могут быть намечены еще несколько погребенных домезозойских структур меньшего размера. Они также обусловлены поднятиями фундамента. В бассейне р. Чабыда, к западу от Баппагайского поднятия, выявляется небольшое Чабыдинское поднятие, ограничивающее с востока Кемпендяйскую впадину. К северо-западу от Наманинского поднятия устанавливается Андалахское поднятие, а к западу от г. Якутска — Кенкемесский выступ, или Усть-Алданское поднятие (Мокшанцев и др., 1964; Штех, 1965).

Северо-Вилюйская прогнутая зона, располагающаяся к северу от Средне-Вилюйского поднятия, имеет более простое строение. В ее пределах по мезозойским отложениям четко намечаются северный склон Вилюйской синеклизы и широкое плоское днище, осложненные рядом мелких положительных и отрицательных структур. Северный склон синеклизы значительно круче южного и построен более сложно. Здесь в междуречье Тюнг — Линде находится Хоргочумская флексура, четко фиксируемая по более крутому падению мезозойских пород. Кровля нижнеюрских отложений погружается в пределах этой структуры на протяжении 40—50 км более чем на 2000 м. По данным А. А. Гудкова, подобное или даже несколько более крутое погружение испытывают и нижнепалеозойские отложения. В других районах погружение мезозойских пород на склоне имеет ступенчатый характер, причем отдельные

ступени осложняются небольшими по протяженности и амплитуде антиклинальными и синклинальными перегибами.

В основании Хоргочумской флексуры располагается относительно прогнутая зона, характеризующаяся залеганием кровли нижнеюрских отложений на глубинах от 2600 до 3000 м. В этой зоне выделяется ряд мелких структур, вытянутых в линию северо-восточного простирания. Весь район выделяется А. А. Гудковым под названием Малыкай-Быханинской, или Малыкай-Поглорской, структурной зоны. Ее наиболее прогнутый участок в плане примерно соответствует северной части выделяемой Г. И. Штехом Джипской впадины. Эта отрицательная структура намечается по мезозойским отложениям и, вероятно, наследует более крупную структуру домезозойского времени.

Районы к югу от северного склона Вилюйской синеклизы изучены в меньшей степени. По данным региональных геофизических изысканий на этой площади различными исследователями намечались обособленные крупные поднятия, прогибы и валообразные структуры, которые при более детальных работах не подтвердились (Штех, 1965; Мокшанцев и др., 1964). В целом указанная территория характеризуется более спокойным залеганием мезозойских пород, общая мощность которых превышает 4500 м. Кровля нижнеюрских отложений отмечается на глубинах от 3000 до 3600 м. По особенностям залегания этих отложений намечается существование по крайней мере двух крупных структур. К северо-востоку от г. Вилюйска на левобережье р. Тюнг располагается Дабыдахская впадина, характеризующаяся залеганием нижнеюрских отложений на глубинах порядка 3500—3700 м. Контуры этой структуры не установлены, но в общем виде она вырисовывается в виде широкого прогиба северо-восточного простирания, замыкающегося на западе в районе г. Вилюйска. К востоку от впадины намечается существование относительно приподнятой зоны, с залеганием кровли нижнеюрских отложений на глубинах менее 3600 м. Эта пологая относительно положительная структура может быть названа Нижне-Линденским поднятием. Она имеет, вероятно, субмеридиональное простирание и ограничивает с запада Линденскую впадину Ленского (Приверхоанского) краевого прогиба. Ее осложняют отдельные мелкие перегибы слоев и поднятий.

Формирование большинства более крупных структур Вилюйской синеклизы несомненно связано с блоковыми движениями и разломами фундамента, проявление которых было различно как в отдельных районах, так и структурных ярусах. Мезозойские поднятия и впадины синеклизы, как и ее границы, не контролируются крупными разрывами. В формировании домезозойских структур разломы играли ведущую роль и они контролировали не только поднятия и впадины, но и границы домезозойской синеклизы. Система разломов северо-восточного простирания устанавливается вдоль границы синеклизы с Наманинским поднятием, на северном и северо-западном крыльях Мархинской впадины, в районе Хоргочумской флексуры на северном крыле синеклизы и т. д. Еще более крупные разрывы, с амплитудами перемещения от 2000 до 4000 м, отделяют Сунтарское поднятие от Мархинской и Кемпендяйской впадин.

В общем, разломы западной части синеклизы образуют значительную систему нарушений северо-восточного простирания, заложившуюся на территории Сибирской платформы в протерозое в связи с формированием входящего угла байкалид Байкало-Патомской складчатой области. Блоковые движения, связанные с этой системой, наиболее резко проявились в пределах Уринского антиклинория, Березовской впадины Прибайкальского прогиба и в западной части Вилюйской синеклизы. В меньшей степени они охватили территории прилегающих антеклиз. Форми-

рование Мархинского прогиба, линейных валообразных структур и зон мелких разломов на северо-западе Алданской антеклизы, Ангаро-Вилюйской (Вилюйско-Мархинской) зоны разломов на южном склоне Анабарской антеклизы несомненно связано с той же Байкало-Вилюйской системой разломов.

В юго-восточной части синеклизы наряду с указанными разломами намечается развитие нарушений субширотного простирания, резко проявившихся, вероятно, в домезозойских толщах. С ними связаны возникновение субширотных структур Средне-Вилюйского поднятия и Танганьсинского прогиба, формирование пологого южного склона Вилюйской синеклизы, а также образование мелких антиклинальных складок и осложнений типа структурных носов. В верхнемеловых отложениях ни одна из этих систем разломов не проявляется.

Из особенностей тектонического строения Вилюйской синеклизы явствует, что ее наиболее древними структурами являются поднятия и впадины в западной части — Сунтарское поднятие, Мархинская и Кемпендяйская впадины. Заложение этих структур уже произошло в позднем протерозое, но как самостоятельные поднятия и прогибы обособляются в раннем палеозое. Более четко формирование Кемпендяйской и Мархинской впадин фиксируется по отложениям девонского и нижнекаменноугольного возраста. В это время контуры этих структур стали близки современным очертаниям. Если в докембрии и раннем палеозое территория как Березовской, так и Кемпендяйской впадин развивалась, вероятно, в качестве единой прогибающейся зоны, ограниченной поднятиями, то, судя по распределению мощностей отложений девона, Кемпендяйская впадина обособляется на этом этапе в качестве самостоятельного элемента. Районы Березовской впадины и других структур Прибайкальского прогиба не испытывали в девоне какого-либо значительного прогибания. По-видимому, в это время оформилась в общем виде Мархинская впадина. Она несогласно перекрывается верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями, залегающими здесь практически горизонтально. Структурный план западной части Вилюйской синеклизы сформировался в основном к началу позднего палеозоя, и только Кемпендяйская впадина унаследованно развивалась в мезозойскую эру, в юрском и меловом периодах.

В отличие от этого структуры восточной части Вилюйской синеклизы являются в основном мезозойскими образованиями. По сокращению мощностей в пределах Средне-Вилюйского поднятия их формирование связывается со второй половиной мезозойской эры, а окончательное оформление в современном плане относится к предпозднему меловому времени. Верхнемеловые отложения залегают практически горизонтально и несогласно перекрывают разновозрастные отложения на сводах структур.

Локальные структуры, встречающиеся в Вилюйской синеклизе, также появились в мезозое. Развитие Кемпендяйских дислокаций протекало в течение всего мезозоя и продолжается в настоящее время. Это фиксируется по выпадению из разреза на сводах поднятия отдельных горизонтов юры или всего юрского комплекса, а также по развитию кольцевых компенсационных впадин вокруг солянокупольных структур в позднемеловую эпоху. Локальные структуры Средне-Вилюйского поднятия, как и само поднятие, развивались в позднеюрскую и раннемеловую эпохи, а закончили формирование в предпозднемеловое время. Вероятно, к этому периоду относится и появление большинства других складок региона. Движения происходили и в послемезозойское время, что выразилось в образовании пологих перегибов в верхнемеловых отложениях.

### Ангаро-Вилуйский прогиб

Ангаро-Вилуйский прогиб впервые выделен в качестве самостоятельной структуры Сибирской платформы Т. Н. Спижарским в междуречье Ангары и Вилуя. Это широкая и неглубокая впадина, выполненная комплексом юрских отложений и протягивающаяся в юго-западном направлении от западного окончания Вилуйской синеклизы на территорию Красноярского края.

К Западной Якутии относится только восточная часть Ангаро-Вилуйского прогиба протяженностью около 350 км, занимающая территорию на правом берегу р. Вилуя в бассейнах рек Улахан- и Оччугуй-Ботуобуя и Чона. Прогиб представляет собой обширную прогнутую зону шириной до 200 км, простого строения, где маломощные юрские отложения залегают практически горизонтально.

В современном структурном плане прогиб не является единой прогнутой зоной. Небольшими по амплитуде поднятиями, сложенными породами палеозойского возраста, он разделен на отдельные впадины, в пределах которых на больших площадях сохранились от размыва более полные разрезы юрских пород. Одна из таких впадин намечается в бассейне среднего течения р. Чона, а вторая (восточная) — в бассейне верхних течений рек Улахан- и Оччугуй-Ботуобуя. Наряду с этими крупными приподнятыми зонами и впадинами в прогибе устанавливается также ряд мелких куполовидных поднятий небольшой амплитуды. Они фиксируются по выходам палеозойских пород среди поля развития юрских отложений и обусловлены, вероятно, не только послепалеозойскими движениями отдельных блоков, но также и неровностями доюрского рельефа.

Границы прогиба не имеют четкого структурного выражения. Они проводятся в достаточной мере условно, хотя иногда заложение этой структуры и связывается с Ангаро-Вилуйской зоной разломов (Тазихин, 1961). Границы с палеозойскими структурами с юга и севера намечаются по общим контурам развития в пределах рассматриваемого региона юрских отложений, а границы с Вилуйской синеклизой определяются примерно по контурам сплошного развития морских нижнеюрских отложений.

Ангаро-Вилуйский прогиб не только территориально, но и генетически связан с Вилуйской синеклизой. Он является непосредственным западным продолжением синеклизы. Возникновение прогиба относится к началу юрского периода, к эпохе формирования Вилуйской синеклизы в современных ее контурах. Совместное прогибание территорий этих двух структур обусловило то, что континентальные и морские юрские отложения прогиба находят себе полных аналогов в восточных районах синеклизы, отличаясь лишь несколько меньшими мощностями.

Ангаро-Вилуйский прогиб является наложенной структурой. Для прогиба, так же как для синеклизы, характерно прогрессивное расширение области прогибания. Если в течение нижнего лейаса осадконакопление в основном происходило в пределах отдельных впадин прогиба, то в среднем лейасе оно охватило всю территорию, причем в восточных районах существовали типичные морские условия осадконакопления. Максимальные размеры прогиба и максимум морской трансгрессии относятся к верхнему лейасу, с конца которого наступает общая регрессия моря и прекращается развитие прогиба (Тазихин, 1961).

### СТРУКТУРЫ ПЕРИФЕРИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сибирская платформа отделена от прилегающих к ней складчатых областей разновозрастными впадинами и краевыми прогибами. На юге от байкальских складчатых структур Патомского нагорья она ограни-

чена Предбайкальским краевым прогибом, сформировавшимся в конце позднего докембрия и раннем палеозое в эпоху замыкания байкалид Байкало-Патомской геосинклинальной области. В пределы Западной Якутии Предбайкальский краевой прогиб входит своей северо-восточной частью, имеющей в плане форму обширной крутой дуги. Он разделен на две части Уринским антиклинорием, вдающимся в прогиб с юго-запада со стороны складчатой области. Западная, бо́льшая его часть, ориентированная в северо-восточном направлении, состоит из ряда поднятий и впадин, а восточная, субмеридиональная, занята Березовской впадиной.

С севера и востока платформа отделена от структур Таймыра и Верхояно-Колымской складчатой области системой впадин и краевых прогибов, сформировавшихся в мезозое. К западу от р. Анабар расположена Хатангская впадина, а вдоль восточной и северо-восточной границ платформы — сложный краевой прогиб, состоящий из трех разобщенных частей. К северо-востоку от платформы, в междуречье Лены и Анабара, находится Лено-Анабарский прогиб субширотного простирания, отделяющий платформу от Лено-Анабарской зоны складок. Прогиб в бассейне рек Лена и Алдан, ограничивающий Сибирскую платформу от складчатых структур Верхоянского мегантиклинория, впервые был выделен Н. С. Шатским под названием «предгорного Ленского прогиба». Позже эта структура рассматривалась в качестве внешней краевой впадины складчатой области, а с 1950 г. получила название Приверхоянского краевого прогиба. Под этим названием (Приверхоянского, или Предверхоянского) она выделяется в большинстве работ последних лет, в том числе на последних тектонических картах СССР и Сибири.

Ю. М. Пушаровским (1959) в пределах этого прогиба были выделены две части, или ветви: Ленская — меридионального простирания, занимающая территорию в бассейне нижнего течения р. Лена, и Алданская — субширотная, расположенная в нижнем течении р. Алдан. Другими исследователями (И. П. Атласов и др.) северная часть этой структуры выделялась как Ленский прогиб, а под названием Приверхоянского прогиба предлагалось понимать всю систему мезозойских краевых прогибов, ограничивающих Сибирскую платформу с востока и северо-востока, включая и Лено-Анабарский прогиб.

В настоящее время представляется целесообразным выделять в пределах рассматриваемой мезозойской структуры три самостоятельных прогиба: Лено-Анабарский, Ленский и Алданский, разделенные крупными поперечными поднятиями. Эти прогибы различаются по интенсивности проявления складчатости и амплитуде прогибания, что обусловлено особенностями строения прилегающих к ним структур платформы и складчатых областей. Несмотря на это, они все же обладают рядом общих черт, свойственных типичным краевым прогибам. Одинаковое или весьма близкое время их заложения и замыкания, сходство заполняющих их формаций, общность истории развития и морфологии — все это позволяет рассматривать указанные прогибы как составные части единого мезозойского краевого прогиба, возникшего на окраине платформ в эпоху замыкания Верхояно-Колымской геосинклинали.

Название «Приверхоянский краевой прогиб» необходимо сохранить, как это было принято большинством исследователей, только за прогибами, ограничивающими платформу с востока. В соответствии с этим в его пределах выделяются две отрицательные структуры — Ленский (северная часть Приверхоянского прогиба) и Алданский (южная часть Приверхоянского прогиба) прогибы. В таком понимании эти названия и употребляются в настоящей работе.

Краевые прогибы представляют собой узкие линейные впадины, выполненные мощным комплексом отложений орогенного этапа развития геосинклиналей. В плане они повторяют контуры прилегающих к платформе складчатых сооружений. В поперечном профиле прогибы асимметричны, зона их максимального прогибания обычно смещена в сторону складчатой области. Соответственно крыло прогиба, прилегающее к складчатой области, является более крутым по отношению к приплатформенному крылу.

Существенное различие в строении отдельных частей прогибов позволяет выделять в их пределах две зоны (крыла): приплатформенную (внешнюю) и прискладчатую (внутреннюю). Приплатформенная зона занимает большую часть прогиба и представляет собой обычно пологую моноклираль, осложненную небольшими перегибами, флексурами, разломами и складками платформенного типа. Прискладчатая зона более узкая и характеризуется крутым падением пластов в сторону приосевой части прогиба, максимальными мощностями отложений и развитой достаточно интенсивно складчатостью переходного типа.

Наряду с поперечной зональностью для прогибов характерна и продольная зональность, выражающаяся в последовательной смене приподнятых и опущенных участков, поднятий и впадин, которые также различаются по интенсивности проявления складчатых движений и мощностью слагающих их пород. Чередование опущенных и приподнятых зон придает краевым прогибам четковидное строение. Наиболее крупные поднятия в виде обширных и сложных поперечных структур разделяют прогибы на отдельные ветви, или на прогибы второго порядка. Ленский и Алданский прогибы разделены в районе устья р. Вилюй поперечной приподнятой зоной, состоящей из Китчанского поднятия и Усть-Вилюйского порога. Аналогичная приподнятая зона, представленная Хараулахским поднятием и Атырканским порогом, разделяет Лено-Анабарский и Ленский прогибы. Поперечные приподнятые зоны являются структурами такого же порядка, что и Ленский и другие прогибы.

Границы краевых прогибов со складчатой областью выражены различно, но для большинства из них также намечаются общие закономерности. Они определяются глубинными разломами, которые возникли еще в процессе становления геосинклинальных областей и продолжали свое развитие до конца эпохи формирования краевых прогибов. В современном структурном плане эти границы выражены зонами разломов и единичными крупными разломами (например, границы со структурами хр. Сетте-Дабан, Орулганского антиклинория и восточного склона Патомского нагорья) или крутыми флексурными перегибами, в пределах которых отмечается резкое погружение пород основания прогиба (как у границы Алданского прогиба, Уринского антиклинория и Китчанского поднятия). Глубинные разломы не всегда выявляются на поверхности, но они четко устанавливаются по геофизическим данным (разлом вдоль северной границы Лено-Анабарского прогиба).

Границы краевых прогибов с платформой выражены менее четко. Если на склонах антеклиз платформы эта граница и фиксируется в виде широких флексурных перегибов, то в зонах сочленения поргибов с синеклизами и впадинами платформы она не получает какого-либо структурного выражения. Во всех этих случаях границы связываются с системой небольших по амплитуде разломов в фундаменте, обусловивших его ступенчатое погружение в сторону складчатых областей.

Характеристика структур периферии платформы дается последовательно с северных и восточных впадин и прогибов. Изучением структур Хатангской впадины и Лено-Анабарского прогиба в течение многих лет

занимались И. С. Грамберг, Т. М. Емельянцева, М. К. Калинин, Т. П. Кочетков, Н. А. Сягаев, Д. С. Сороков и др. Геологическое строение Приверхоянского прогиба освещено в работах И. П. Атласова, Г. Д. Бабаяна, Р. А. Биджиева, В. А. Вахрамеева, В. Г. Васильева, В. А. Виноградова, А. В. Лейпцига, Б. Н. Леонова, Л. М. Натапова, В. Ф. Огай, В. В. Панова и др. При составлении настоящего раздела учтены все имеющиеся данные по состоянию геологической изученности на 1967 г.

### Хатангская впадина

Хатангская впадина представляет собой обширную депрессию протяженностью около 700 км и шириной 150—300 км, которая отделяет Сибирскую платформу от складчатых структур Таймыра. Она выполнена юрскими, меловыми и четвертичными отложениями мощностью более 4000 м, несогласно перекрывающими триасовые и пермские породы ее основания.

В пределах впадины выделяется ряд поднятий, обширных валлообразных структур и разделяющих их крупных, изометричной формы, отрицательных структур. На территории Якутской АССР находятся окончания двух структурных элементов Хатангской впадины: Сындаско-Балахнинской впадины и Тигяно-Харатумусского вала (Сягаев, 1960).

Сындаско-Балахнинская впадина на площади Западной Якутии представлена своей восточной периклиналью, занимающей левобережье низовьев р. Анабар к юго-востоку до бухты Кожевникова. В центральной части впадина выполнена угленосными породами нижнего мела, а на крыльях слагается отложениями валанжина и верхней юры. По отложениям нижнего мела впадина имеет ширину около 60—70 км, ориентирована в широтном направлении. В поперечном профиле она характеризуется асимметричным строением. Ее северное крыло, прилегающее к Тигяно-Анабарской антиклинали, короткое и крутое, южное — весьма пологое. Зона максимального прогибания, где мощность юрских и меловых пород достигает 3000 м, смещена к северу. Углы падения пород на южном крыле не превышает 1°. В пределах впадины по меловым отложениям устанавливаются пологие антиклинальные складки протяженностью от 150 до 300 км с амплитудой до 400—500 м, углы падения пород на крыльях — 1—2° (Сягаев, 1960). На востоке, вблизи долины р. Анабар, впадина замыкается, ограничиваясь Анабарским поднятием.

Анабарское поднятие занимает территорию в бассейне нижнего течения р. Анабар, к северу и югу от устья р. Харабыл. Оно вырисовывается в виде обширного вала или структурного носа (его шарнир полого погружается к северу), осложняющего склон Анабарской антеклизы. В пределах структуры распространены отложения юры и валанжина, которые полого наклонены под углом до 1° к северо-востоку и северо-западу, в стороны Лено-Анабарского прогиба и Хатангской впадины. По отложениям валанжина поднятие протягивается почти до устья р. Анабар, полностью разграничивая указанные впадины. В рельефе фундамента этой структуре соответствует относительное поднятие субмеридионального простирания, вероятно связанное с разломами, протягивающимися сюда с восточного склона Анабарского сводового поднятия. Глубина залегания доюрских отложений составляет 1000 м, а амплитуда относительно прилегающих впадин — 2000 м.

### Лено-Анабарский прогиб

Лено-Анабарский прогиб, приуроченный бассейну нижнего течения рек Лена, Оленек и Анабар, отделяет Сибирскую платформу от расположенных севернее Лено-Анабарской зоны складок и Быковского ан-

тиклинория. Прогиб представляет собой обширную мульду субширотного простирания, выполненную мощным комплексом юрских и меловых пород (рис. 12). На юге он ограничен северным склоном Анабарской антеклизы, а на западе — склоном Анабарского поднятия (Анабарского массива). От Ленского прогиба, занимающего территорию в нижнем течении р. Лена, он отделен Хараулахским поднятием и Атырканским порогом.

Границы прогиба с перечисленными структурами в современном тектоническом плане региона не имеют четкого структурного выражения. Граница с антеклизой фиксируется по зоне заметного увеличения мощностей юрских и особенно меловых отложений. В фундаменте этой зоне соответствует пологий флексурный перегиб, связанный с системой параллельных разломов, который в мезозойских отложениях иногда под-

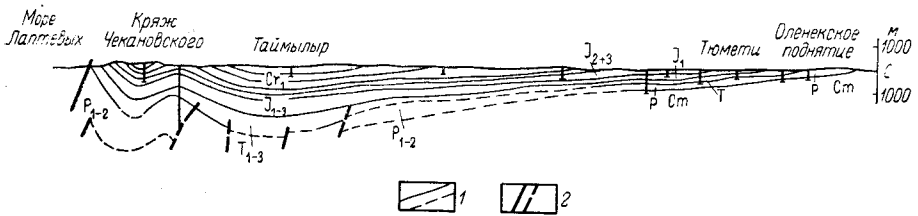


Рис. 12. Схематический профиль через Лено-Анабарский прогиб (по р. Оленек).  
По Н. А. Сягаеву

1 — стратиграфические границы; 2 — разрывные нарушения

черкивается небольшими флексурами и разрывами. Постепенный переход, не выраженный в мезозойских толщах, наблюдается между Лено-Анабарским прогибом и Лено-Анабарской зоной складок. По геофизическим данным, в фундаменте прогиба этой границе соответствует крупный сброс, контролировавший условия накопления и мощности верхнепалеозойских и мезозойских отложений (Штех, 1965).

Лено-Анабарский прогиб выполнен мощным комплексом нижнемеловых пород. Отложения верхнего палеозоя, триаса и юры широко развиты на его склонах. В пределах же прогиба они залегают на глубине от 2000 до 2500 м.

Протяженность прогиба 550 км при наибольшей его ширине 120—140 км в бассейне нижнего течения р. Оленек, но к северу от Оленекского поднятия он сужается до 40—50 км. На его территории выделяются две обособленные впадины — обширная Анабаро-Оленекская и небольшая Нижне-Ленская, разделенные относительно приподнятой зоной.

Прогиб асимметричен, его прикладчатое крыло короткое и значительно круче приплатформенного. Приплатформенное крыло является непосредственным продолжением склона Анабарской антеклизы. Это достаточно пологая, погружающаяся к северу моноклинал. В бассейне р. Удья меловые отложения погружаются к северу под углом 10—15°, тогда как в бассейне рек Оленек и Анабар падение слоев достигает 2—3°. Изменение углов падения, вероятно, обусловлено наличием пологих и широких флексурных перегибов, параллельных простиранию крыла прогиба.

Локальные осложнения немногочисленны. На восточной части моноклинали, к северу от Оленекского поднятия, выделяется ряд анти-



клинальных складок платформенного типа, связанных с системой разломов. В бассейне р. Эрдилях Н. А. Сягаевым установлена Эрдиляхская антиклиналь, сложенная юрскими и меловыми породами. Она имеет северо-западное простирание, протяженность около 10 км и асимметричное строение. На ее крутом северо-восточном крыле отмечаются падения пород под углами от 10—12 до 25°, а на юго-западном крыле — под углами 1—2°. С юга к ней кулисообразно примыкает более крупная Муойкангдинская антиклиналь длиной 12 км и шириной 2 км. Складка имеет гребневидную асимметричную форму с крутым (15—20°) северо-восточным и пологим (2—3°) юго-западным крыльями; в своде осложнена серией параллельных взбросов. К юго-востоку эта структура уступает место серии разрывов северо-западного простирания и Келимярской антиклинали. Последняя имеет длину 20 км и ширину 10 км.

Продолжением этой зоны складок на северо-запад является Куогастахская антиклиналь. Антиклиналь выделена Д. С. Сороковым в бассейне р. Огоньер-Юрях, ее протяженность 20 км, ширина 6 км. К юго-востоку зона сменяется осложнениями Атырканского порога и Булунской впадины Ленского прогиба. В пределах прискладчатого крыла Лено-Анабарского прогиба выделяются Анабаро-Оленекская и Нижне-Ленская впадины, разделенные в бассейне р. Оленек Куогастахским поднятием.

Анабаро-Оленекская впадина занимает территорию в междуречье Оленека и Анабара. Это обширная асимметричная мульда длиной до 370 км и шириной 120 км. Она выполнена нижнемеловыми отложениями. В плане впадина имеет форму овала, вытянутого в широтном направлении. Ее северное крыло крутое и короткое, а южное — пологое и незаметно переходит в моноклиналь приплатформенной зоны. Наиболее прогнутая часть впадины располагается вблизи от прискладчатого крыла, где мощность меловых отложений достигает 2000 м, а подошва мезозойских пород фиксируется на глубине порядка 3000 м. Отложения апта и альба выполняют во впадине четко обособленную мульду размером 175×60 км, несколько смещенную к югу относительно зоны максимального прогибания. В районе долины р. Анабар ясно фиксируется западное замыкание Анабаро-Оленекской впадины, ее восточное окончание выражено менее четко. От Нижне-Ленской впадины она отделена Куогастахским поднятием, которое не проявляется в современном структурном плане так резко, как Анабарское. Южный склон Анабаро-Оленекской впадины осложнен Чарчыкским поднятием, определяющимся, по данным Д. В. Лазуркина, по выходам более древних свит нижнего мела. Оно имеет форму структурного носа северо-восточного простирания размером 10×25 км. Амплитуда поднятия достигает 100 м, а падения пород на крыльях составляют 1—2°. Мелкие структурные осложнения в пределах впадины не изучены. Здесь устанавливаются небольшие, очень пологие складки, волнистое залегание пород и мелкие разрывные нарушения с амплитудой до нескольких десятков метров.

Куогастахское поднятие, ограничивающее Анабаро-Оленекскую впадину с востока, представляет собой пологую валоподобную структуру, ориентированную в северо-западном направлении, диагонально по отношению к прогибу. Поднятие расположено на продолжении Куогастахской антиклинали и связано, вероятно, с той же системой разломов, которая контролирует положение Келимярской зоны складок. В мезозойских отложениях поднятие выражено по появлению на дневной поверхности нижних горизонтов меловых отложений, а в рельефе фундамента ему соответствует приподнятая зона, вероятно, достаточно

сложного строения. Поднятие имеет ширину до 50 км, а его амплитуда относительно прилегающих впадин составляет 800—1000 м. Шарнир поднятия весьма полого погружается к северо-западу в сторону Дюльгунтской складки мегантиклинали Оленекской протоки.

Нижне-Ленская впадина располагается в нижнем течении р. Лена к северу и северо-востоку от Оленекского поднятия Анабарской антеклизы. Она выполнена отложениями нижнего мела. В плане это изогнутая синклиналь размером 170×60 км, простираение которой изменяется от субмеридионального на юге до субширотного на севере. В южной части, прилегающей к Атырканскому порогу, впадина узкая, шириной 30—40 км, асимметричная. Углы падения на ее восточном крыле, примыкающем к Верхоянскому мегантиклинорию, по юрским отложениям достигают 15°, а по меловым — от 2 до 5°. Погружение западного крыла не превышает 2—3°. Севернее, на левобережье р. Лена, впадина постепенно расширяется до 60 км и ее крылья выполаживаются. Здесь достаточно четко выделяется ее плоская приосевая часть, сложенная отложениями верхних горизонтов нижнего мела. Мощность нижнемеловых пород во впадине изменяется от 500—600 м на юге и до 1800—2000 м на северо-западе. Глубина залегания подошвы мезозоя в наиболее погруженной зоне достигает 3000 м.

В западной части Нижне-Ленской впадины Д. А. Вольновым установлены две крупные складки — Омугупханская и Омугупхан-Булкурская, фиксирующиеся по выходам на дневную поверхность отложений аптского яруса. Они имеют протяженность 30—35 км и ширину 3—5 км. Простираение их северо-западное. Углы падения на северо-восточном крыле структуры составляют 2—3°, а на юго-западном — до 6°. Крупные крылья осложнены продольными протяженными разрывами, образующими зону разломов северо-западного простираения, секущую под острым углом шарниры антиклинальных складок. Характерны взбросы с амплитудами до 150 м, по которым приподняты их северные крылья. В общем, складки и разломы параллельны структурам Келимйарской зоны. Они обусловлены разломами в фундаменте прогиба.

### Ленский прогиб

Ленский прогиб занимает северную часть Приверхоянского краевого прогиба, расположенную в бассейне нижнего течения р. Лена. Он представляет собой крупную отрицательную структуру, выполненную отложениями юры и нижнего мела, шириной от 100 до 170 км и протяженностью более 650 км. На востоке прогиб примыкает к структурам Верхояно-Колымской складчатой области, на западе — к склонам Анабарской антеклизы и Вилюйской синеклизы Сибирской платформы. На севере он отделен Хараулахским поднятием и Атырканским порогом от Лено-Анабарского прогиба, а на юге ограничивается Китчанским поднятием и Усть-Вилюйским порогом.

Границы прогиба не всегда имеют четкое структурное выражение. От складчатой области он отделен узкой зоной разломов и интенсивных складок, которая четко фиксируется восточнее Хараулахского поднятия, вдоль западного склона Орулганского антиклинория, и связана с глубинными разломами фундамента. Граница с Анабарской антеклизой проводится по зоне более резкого нарастания углов падения и мощностей мезозойских отложений, обусловленной флексурным перегибом поверхности фундамента. В плане она примерно совпадает с контурами развития верхнеюрских отложений. Еще менее четко выражена граница Ленского прогиба с Вилюйской синеклизой. В позднемеловую эпоху эти две структуры в смежных районах развивались синхронно.

и по отложениям этого возраста граница между ними не выражается. В общем виде она намечается, по данным геофизических исследований, по значительному увеличению мощностей меловых отложений в пределах Линденской впадины Ленского прогиба и проводится к западу от впадины по небольшому поднятию в нижнемеловой толще. В пределах этого поднятия отмечаются более высокое залегание фундамента, а также сокращение общей мощности мезозойских пород (Лейпциг, Панов, 1962). Именно этой структурой разграничиваются районы с различным характером и простираем пликвативных структур. Границы прогиба с Китчанским и Хараулахским поднятиями намечаются по зонам общего воздымания меловых пород в сторону поднятий, иногда подчеркиваются флексурными перегибами или надвигами.

По особенностям строения в прогибе выделяются приплатформенная и прискладчатая зоны (Пушаровский, 1956), а также устанавливаются крупные поперечные поднятия и впадины. Мелкие впадины приурочены к прискладчатому крылу, а более крупные занимают и приосевые участки прогиба. К югу от Хараулахского поднятия располагаются Булунская, Собопольская и Линденская впадины и разделяющие их Джарджанское и Ундюлюнское поднятия.

Приплатформенная зона Ленского прогиба в общем виде представляет собой моноклинал с постепенным увеличением углов наклона пластов к осевой части прогиба от десятков минут до 1—3°. В пределах моноклинали устанавливаются многочисленные осложнения, связанные с особенностями строения фундамента и прилегающих к прогибу платформенных структур. В районах, тяготеющих к Оленекскому и Мунскому поднятиям, которые вдаются в прогиб со стороны платформы, последний значительно сужается за счет приплатформенной зоны. Здесь падение моноклинали более крутое, ее участки выступают в виде обширных пологих поднятий крыла прогиба. Для приплатформенной зоны, находящейся между Оленекским и Мунским поднятиями, характерны осложнения, диагональные по отношению к прогибу, которые связаны с разломами в фундаменте. Одно из крупных осложнений представляет собой прогиб северо-западного простираения, сформировавшийся в мезозойских отложениях на продолжении Кютингдинского прогиба платформы. Разломы, ограничивающие эту структуру, протягиваются к востоку и находят свое продолжение в основании Ленского прогиба. Второе подобное осложнение намечается вдоль долин рек Менкере и Моторчуна. Оно обусловлено флексурой, ограничивающей с севера Мунское поднятие. На продолжении флексуры намечается прогиб северо-западного простираения, ограниченный сбросами (с амплитудой до 270 м) и мелкими флексурными перегибами (Галабала, 1962б). Структура асимметричная, с пологим северным крылом. Ширина ее 30—35 км, протяженность 60 км.

На участках, прилегающих к Оленекскому и Мунскому поднятиям, развиты мелкие осложнения типа брахиантиклиналей, структурных носов и флексурных перегибов, подобные аналогичным образованиям Анабарской антеклизы. В районе с. Жиганск установлено несколько таких структур. В частности, находящаяся к северу от с. Жиганск Кель-Сальская брахиантиклиналь представляет собой структурный нос юго-восточного простираения размерами 9×6 км, с крутым северо-восточным (6—10°) и пологим юго-западным (1—2°) крыльями. В приустьевой части р. Менкере развиты небольшие по протяженности флексурные перегибы с амплитудами до 20—30 м. В районе поднятия установлены Элитибинская и Кюнкючейская антиклинали юго-восточного простираения. Размеры их 8×12 км, амплитуда до 100 м. По данным

В. А. Виноградова, они также являются структурными носами с падением пород на крыльях 1—3°.

Прискладчатая зона Ленского прогиба обладает значительно более сложным строением. Она занимает территорию краевой части Верхоянского хребта и прилегающих районов Приленской равнины. Ширина зоны от 25 до 40 км. В ее строении наряду с меловыми отложениями, выполняющими впадину, участвуют нижнемезозойские, верхнепалеозойские и более древние образования, обнажающиеся в краевых частях Верхоянского хребта или в пределах поперечных поднятий. Строение выделяемых структур разнообразно. На их конфигурацию существенное влияние оказали древние структуры основания прогиба, разломы фундамента и характер проявления складчатости. Как уже отмечалось, здесь существуют Хараулахское, Джарджанское и Ундюлюнское поднятия и Булунская, Собопольская и Линденская впадины.

Хараулахское поднятие, выделяемое иногда под названием Западно-Хараулахского или Туорасисского (Атласов, 1960; Мокшанцев и др. 1964), занимает территорию хр. Туора-Сис, на правом берегу р. Лена в междуречье Чебукулах — Кенгдей. Оно протягивается в меридиональном направлении от пос. Булун до пос. Кюсюр на расстоянии около 140 км при ширине 20—30 км. В его строении участвуют породы протерозоя и нижнего кембрия, а также верхнего палеозоя и мезозоя. Верхнемезозойские отложения приурочены в основном к крыльям поднятия. По отношению к прилегающим впадинам эта структура вырисовывается в виде общего крупного поднятия с амплитудой более 1000 м. Хараулахское поднятие отделяется от восточнее расположенного Быковского антиклинория глубинным разломом, в зоне которого отмечается резкое увеличение мощности палеозойских отложений верхоянского комплекса. На юге оно ограничено Булунской, на севере — Нижне-Ленской впадинами, а на западе примыкает к Атырканскому порогу.

Отложения, слагающие поднятие, создают серию крупных складок своеобразного строения. Выделяются три крупные антиклинали: Булкурская, Чекуровская и Томбуйукская и разделяющие их Артыкская и Тасаринская синклинали. Антиклинали коробчатой формы, асимметричные, протяженностью 30—70 км при ширине 5—8 км. В сводовых частях складок обнажаются породы протерозоя и кембрия, а на крыльях — пермские, триасовые и более молодые отложения. Углы падения пород на крыльях изменяются в интервале 30—60°, в зонах разломов отмечаются падения, близкие к вертикальным. Западные крылья складок обычно более крутые, а восточные нередко оборваны разломами значительной амплитуды. Амплитуда складок колеблется от 1000 до 2000 м.

Антиклинальные складки в пределах поднятия располагаются кулисообразно. Они образуют узкую, изогнутую в плане зону складок, простираение которой изменяется от меридионального на юге до северо-западного на севере. Далее складки исчезают под отложениями дельты р. Лена. Синклинальные складки представлены узкими структурами с крутыми падениями пород на крыльях. Ширина их достигает 2—2,5 км. Они выполнены обычно отложениями перми, триаса и нижней юры, а в зонах погружения — верхнеюрскими и нижнемеловыми толщами. В северо-восточной части Хараулахское поднятие осложнено крупной наложенной структурой — Кенгдейским грабеном, выполненным палеогеновыми отложениями. Эта структура является несогласной по отношению к складкам поднятия. Породы палеогена лежат спокойно, погружаясь под углами 8—10° в юго-западном направлении (Атласов, 1957).

Атырканский (Кэрэтинский, Прихараулахский) порог находится к западу от Хараулахского поднятия, в междуречье Атыркан — Хатыстах. Он представляет собой пологую приподнятую зону субширотного простираения, протягивающуюся от склонов Оленекского поднятия к Хараулахскому, и разграничивает Ленский и Лено-Анабарский прогибы. Порог фиксируется прежде всего по широкому развитию на его территории отложений верхней юры и валанжина, по резкому воздыманию в его пределах шарнира краевого прогиба. Здесь глубина залегания подошвы пород валанжина составляет максимум 500—600 м. Амплитуда порога относительно прилегающих участков прогиба 500—600 м, а относительно впадин достигает 2000 м. Структура фиксируется и по более нижним толщам разреза. Подошва юрских отложений залегает на глубине до 1500 м, а геофизическими данными устанавливается более высокое залегание фундамента структуры относительно соседних районов прогиба.

На площади Атырканского порога выделяется ряд локальных поднятий. В частности, Дьяпальская брахиантиклиналь, сложенная породами нижнего мела, имеет размеры 8×4 км и амплитуду около 50 м. Углы падения на ее крыльях составляют несколько градусов, но в зоне разлома возрастают до 15°. Антиклиналь располагается кулисообразно севернее Сетаской складки Булунской впадины, образуя с ней линейную зону складок север-северо-западного простираения, обусловленную разломом в фундаменте.

Булунская впадина расположена в бассейне нижнего течения рек Саханджа, Берис и Тикян, к югу и юго-западу от Хараулахского поднятия. На востоке она ограничена склонами Верхоянского мегантиклинория, на юге и юго-западе — Джарджанским поднятием и Бесюкинской зоной складок. Впадина выполнена отложениями мелового возраста и имеет в плане, по подошве меловых отложений, форму вытянутого в север-северо-восточном направлении эллипса протяженностью 160—170 км и шириной от 20—25 до 60—70 км (на севере). Максимальная глубина погружения подошвы пород валанжина составляет в ее пределах 2500 м, а подошвы пород юры — около 3500 м. В поперечном профиле впадина имеет асимметричное строение. Ее приподнятое крыло является коротким и крутым, осложнено рядом небольших антиклинальных складок, тогда как приплатформенное — пологое и широкое.

На левобережье р. Лена в центральной части впадины имеется Сетаская антиклиналь, разделяющая ее на две крупные синклинали: западную — Огонерюряхскую и восточную — Булунскую. Сетаская антиклиналь сложена отложениями верхней юры и валанжина. Это линейная складка север-северо-западного простираения, протяженностью до 40 км и шириной около 4 км, несколько асимметричная, углы падения на крыльях достигает 40—60° (Виноградов, 1965).

К югу на продолжении этой антиклинали находится Кюсюрская складка длиной 12 км и шириной 5 км с амплитудой до 500 м. Севернее расположен ряд более мелких осложнений, протягивающихся в пределы Атырканского порога и далее. Эта группа складок связывается с протяженным разломом в фундаменте прогиба север-северо-западного простираения. Помимо того, в пределах впадины, согласно данным Н. А. Сягаева, имеются более мелкие складки протяженностью в несколько километров с амплитудой от десятков до сотен метров.

Джарджанское поднятие, иногда выделяемое под названиями Бесюкинского, Натарского (Атласов, 1960) или Куранахского (Мокшанцев и др., 1964) поднятия или порога, приурочено к бассейнам средних течений рек Бесюке, Ыларысах и Унгуохтах на правобережье р. Лена.

На севере поднятие граничит с Булунской впадиной, на юге — со сложной Собопольской впадиной, а на востоке примыкает к Орулганскому антиклинорию, от которого отделено зоной надвигов. Поднятие сложено группой крупных складок субмеридионального простирания, в строении которых принимают участие отложения верхнего палеозоя и мезозоя. Длина поднятия до 80 км при ширине 30—40 км. Его шарнир полого погружается к западу. Положение поднятия контролируется древними структурами района; на востоке ему соответствуют северо-западное окончание Орулганского антиклинория и мощная зона надвигов, а также крупное поднятие в фундаменте прогиба, ограничивающее с северо-востока погребенный Кютингдинский грабен. Амплитуда Джарджанского поднятия по мезозойским отложениям составляет 500—600 м. Антиклинальные складки поднятия узкие, коробчатой или гребневидной формы, обычно асимметричные, с более крутыми западными крыльями (30—70°). Они осложнены продольными разрывами типа взбросов и надвигов с восточными падениями плоскостей разрывов. Амплитуда перемещения по наиболее крупным из них достигает нескольких тысяч метров. По крайнему восточному надвигу, лежащему на продолжении разломов западного склона Орулганского антиклинория, на поверхность выведены отложения пермского и нижнекаменноугольного возраста. Синклинальные складки поднятия являются узкими и щелевидными. Они также осложнены продольными разрывами. Наиболее крупные складки выражены Куранахской и Барысахской антиклиналями. Последняя из них прослеживается далеко на севере, в бассейне р. Бесюке, где совместно с другими структурами объединяется в Бесюкинскую зону складок.

Бесюкинская зона складок, расположенная в междуречье Барысах — Бесюке, имеет субмеридиональное простирание и вдается в прогиб на расстояние более 70 км, ограничивая с запада Булунскую впадину. Основной же структурой этой зоны является Барысахская антиклиналь, сложенная породами валанжина и вышележащей угленосной толщей нижнего мела. Складка имеет протяженность около 75 км и ширину 4—5 км. Она асимметричная, углы падения на ее крутом западном крыле изменяются от 25 до 50°. Это крыло осложнено надвигом. К западу и востоку от надвига располагаются крупные брахиформные антиклинали, также осложненные разрывами меридионального простирания. На юге зоны, по данным Ф. Ш. Хасанова и С. И. Грошева, расположена Нижне-Бесюкинская антиклиналь длиной 33 км и шириной 6 км, с амплитудой 1000 м и более. Ее западное крыло крутое (25°). Севернее на правобережье р. Бесюке находятся сопряженные по надвигу Терпейская и Право-Бесюкинская коробчатые антиклинали размерами 16—18×5 км, а западнее — Хоту-Бекчеренская антиклиналь с амплитудой 700 м (Виноградов, 1965). Синклинали Бесюкинской зоны широкие, с пологими днищами и крутыми крыльями, осложненными продольными надвигами.

Собопольская впадина, иногда выделяемая под названием Джарджанской или Менкеренской (Виноградов, 1965), расположена на правобережье р. Лена к югу от Джарджанского поднятия, в бассейне средних течений рек Джарджан, Менкере и Собопол (рис. 13). Она представляет собой крупную вытянутую в меридиональном направлении мульду длиной 250—270 км и шириной 50—60 км, выполненную породами нижнемелового возраста. Глубина залегания подошвы отложений валанжина на юге впадины достигает 2800 м, а подошвы юрских отложений — от 4000 до 5000 м. На востоке впадина примыкает к Орулганскому антиклинорию, от которого отделена зоной надвигов и интенсивной складчатости. На западе ее граница проводится условно по конту-

рам нижнемеловых отложений — хатырыкской свиты. В плане эта граница примерно совпадает с участками залегания фундамента на глубинах 3000—3500 м. В поперечном сечении впадина имеет асимметричное строение, ее восточное крыло значительно круче западного и осложнено узкими складками и продольными разрывами типа надвигов. Центральные и западные площади впадины характеризуются спокойным, практически горизонтальным залеганием пород, хотя здесь и устанавливаются немногочисленные мелкие структурные осложнения.

По распределению мощностей мезозойских пород и данным геофизических исследований в пределах Собопольской впадины намечаются две обособленные структуры. В северной части, к югу от Джарджанского поднятия, выделяется Сиктяхская мульда с глубиной залегания

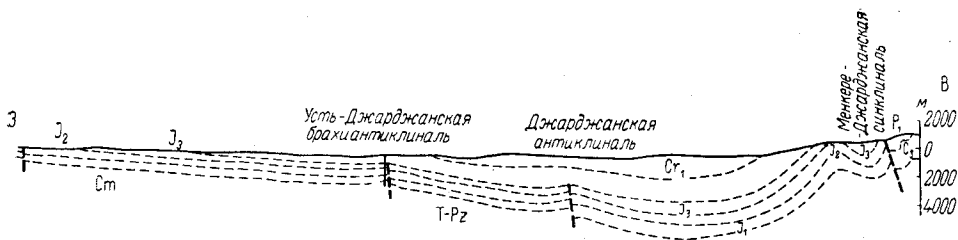


Рис. 13. Схематический профиль через Собопольскую впадину Ленского прогиба (по р. Джарджан). Составил В. Ф. Очай  
Условные обозначения см. на рис. 12

подошвы юрских отложений более 4000 м (Виноградов, 1965). Эта меридионально простирающаяся структура размерами 65×30 км приходится на продолжение мезозойской грабеноподобной впадины приплатформенной зоны прогиба и Кютингдинского прогиба. Мутьда имеет четкое выражение в рельефе фундамента, с севера и юга ее ограничивают относительно приподнятые блоки. Южнее, в бассейне р. Менкере, располагаются вторая подобная мульда с глубиной залегания подошвы юрских отложений на севере более 4000 м и на юге до 5000 м. Эта структура прослеживается в меридиональном направлении на расстоянии 125 км при ширине 35—40 км. Отложения нижнего мела в пределах впадины осложнены небольшими, пологими флексурными перегибами и антиклинальными складками с амплитудами до нескольких десятков метров. Разрывные нарушения выражены сбросами меридионального простирания, с перемещениями крыльев до 100 м.

Ундюлюнское поднятие прослеживается на правобережье р. Лена, в междуречье Собопол и Ундюлюнг, к югу от Собопольской впадины. На востоке оно ограничено склоном Верхоянского мегантиклинория, а на юге — обширной Линденской впадиной. Как положительная структура Ленского прогиба это поднятие четко намечается по выходам на дневную поверхность батылыхской и эксеняхской свит меловой системы и более древних пород, тогда как в прилегающих впадинах широко распространены хатырыкская свита и верхнемеловые отложения (Лейпциг, Панов, 1962). Размеры поднятия в этих контурах 100×40 км, а амплитуда — 1500 м. В плане поднятие имеет форму выступа, вдающегося в прогиб со стороны складчатой области. Его шарнир полого наклонен к западу, а наиболее приподнятая сводовая часть непосредственно примыкает к Верхоянскому антиклинорию.

Ундюлюнское поперечное поднятие также образовано из ряда крупных антиклинальных и синклиналиных структур, осложненных разрывными нарушениями и складками высших порядков. В сводовой части

поднятия выделяются Тирехтяхская антиклиналь и Сыранская синклиналь. Первая из них, расположенная в краевой части Верхоянского хребта, представляет собой крупную, длиной около 110 км, линейную субмеридионального простирания структуру, сложенную породами триаса, юры и мела (Лейпциг, Панов, 1960). В плане антиклиналь имеет форму пологой дуги, выгнутой в сторону Ленского прогиба, а в поперечном профиле — асимметричную, коробчатой формы структуру с нарушенным западным крылом. В периклинальных частях Тирехтяхская антиклиналь более узкая, приобретает гребневидную форму, а в ряде случаев ее восточное крыло является крутым. Западное крыло осложнено продольным надвигом амплитудой до 600—700 м, по которому нижние горизонты мела надвинуты на более молодые образования. С надвигом генетически связан крупный сдвиг восток-северо-восточного простирания, секущий почти под прямым углом Тирехтяхскую антиклиналь. Это нарушение протягивается вдоль долины р. Тирехтях, и по нему смещена северная часть структуры к западу на 300—400 м. В пределах свода антиклинали также развиты сбросы и взбросы небольшой амплитуды, придающие его отдельным участкам мелкоблоковое строение (Лейпциг, 1962).

Расположенная восточнее Сыранская синклиналь выполнена юрскими и меловыми породами. В ее центральной части породы залегают практически горизонтально, а на крыльях имеют углы падения от 10—15 до 30° и смяты в небольшие по размерам и амплитуде пологие складки субмеридионального простирания.

К западу от Тирехтяхской антиклинали на территории Приленской равнины также устанавливается еще одна крупная структура — Бегиджанская антиклиналь, прослеживаемая по обнажениям в долинах рек Бегиджан и Собопол. Это линейная складка меридионального простирания, сложенная в своде породами юры и нижнего мела. В бассейне р. Бегиджан она имеет форму асимметричной коробчатой структуры осложненной продольными разрывами. Юрские отложения свода залегают полого или наклонены под углами 10—15° к востоку и западу. На западном крыле антиклинали углы падения меловых пород достигают 50—60°, на восточном — 20—30°. Работами В. В. Колпакова, Г. М. Покровского и др. складка прослежена на север до р. Менкере и к югу от р. Бегиджан. Ее протяженность 110—120 км, ширина изменяется от 1—2 до 3—5 км. К северу от р. Собопол по отложениям нижнего мела антиклиналь имеет гребневидную форму, далее к северу ее амплитуда сокращается от 1500 до 1000 м и она приобретает форму простой асимметричной складки, имеющей крутое западное (40°) и пологое восточное (6—10°) крылья. Почти на всем протяжении складки осложнена продольным разрывом или серией разломов. На юге это нарушение имеет вид крутопадающего надвига, осложняющего крутое западное крыло складки, а севернее — сброса с амплитудой до 300 м. Бегиджанская антиклиналь отделена от Тирехтяхской структуры широкой, корытообразной формы синклинальной складкой шириной до 15—18 км, выполненной почти горизонтально залегающими меловыми отложениями.

Линденская впадина, являющаяся крайней южной структурой Ленского прогиба, расположена к югу от Ундюлюнгского поднятия в бассейнах нижних течений рек Ундюлюнг, Кюндедей, Дянышка и Линде (рис. 14). Она выполнена мощным комплексом мезозойских пород. По верхнемеловым отложениям структура имеет в плане форму вытянутого в меридиональном направлении овала с поперечниками 300 и 150 км. На востоке Линденская впадина ограничена склоном Верхоянского мегантиклинория, на юге — склонами Китчанского и Средне-Ви-



люйского поднятий и Усть-Вилуйским порогом, на западе она примыкает к Вилуйской синеклизе Сибирской платформы. Границы впадины со складчатыми структурами выражены достаточно четко. От Верхоянского мегантиклинория она отделена крутой флексурой, сопровождаемой разрывами, с погружением пород на несколько тысяч метров, или зонами протяженных надвигов, которые определяют также границу Китчанского поднятия. В районах Мунского и Средне-Вилуйского поднятий границы Линденской впадины проводятся условно по широкой зоне погружения подошвы меловых пород в сторону впадины. Менее ясно положение западной границы впадины.

В отличие от рассмотренных ранее отрицательных структур Ленского прогиба Линденская впадина представляет собой обширную муль-

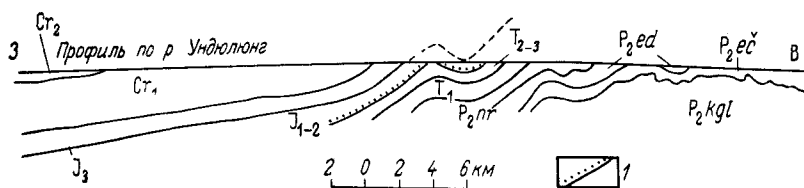


Рис. 14. Схематический профиль через пригеосинклинальное крыло Линденской впадины Ленского прогиба. Составил А. В. Лейпциг  
1 — горизонт белых кварцевых песчаников

ду. Наиболее глубокое залегание фундамента и максимальная мощность мезозойских пород (6000—6500 м) устанавливаются вблизи долины р. Лена. Склоны впадины пологие и широкие. На восточном крыле, сложенном породами верхней юры и нижнего мела, отмечается очень пологое (не более 1°) погружение нижнемеловых отложений к долине р. Лена. Такое же пологое, иногда ступенчатое, погружение слоев происходит со стороны Вилуйской синеклизы.

На восточном крыле прогиба, в предгорьях Верхоянского хребта, имеются достаточно крупные брахиформные структуры и флексуры. В частности, к северу от р. Дянышка расположена асимметричная Анырская антиклиналь меридионального простирания, протяженностью 10 км и шириной 4 км, с крутым западным (10°) и пологим восточным (2—3°) крыльями. Амплитуда поднятия не превышает 400 м. Западнее, на р. Дянышка, выявляется Кобычская флексура, вытянутая в меридиональном направлении на расстояние 35 км. На перегибе она осложнена небольшими куполовидными структурами. Подобные структуры устанавливаются также в бассейне рек Кюндедей и Ундюлюнг и на склонах Китчанского поднятия.

В пределах платформенного крыла впадины известны более мелкие структуры. В. М. Мельниковым и В. В. Забалуевым в нижнем течении р. Линде в отложениях верхнего мела отмечены небольшие поднятия в виде брахиантиклиналей субмеридионального и север-северо-западного простираний, протяженностью 5—10 км и с амплитудой не более 200 м.

### Китчанское поперечное поднятие

Китчанское поднятие (Пушаровский, 1956; Лейпциг, 1962) является наиболее крупной положительной структурой Приверхоянского краевого прогиба, отличающейся от ранее рассмотренных его положительных структур своими размерами, амплитудой и интенсивностью проявления пликативных движений. Поднятие занимает не только

прискладчатую, но и значительную часть приплатформенной зоны прогиба. Оно разграничивает ленскую и алданскую части Приверхоянского краевого прогиба, резко различающиеся не только простиранием, но и особенностями строения. В районе поднятия на приустьевом участке р. Вилюй прогиб по существу редуцируется, замещаясь синклиналью шириной до 20 км, осложненной Усть-Вилюйским порогом (рис. 15). Все это позволяет выделять Китчанское поперечное поднятие и связанный с ним Усть-Вилюйский порог в качестве самостоятельной структуры краевого прогиба.

Китчанское поднятие занимает территорию в бассейне рек Леписке, Люнкубе, Чечума и Байлыка на правом берегу р. Лена. На севере

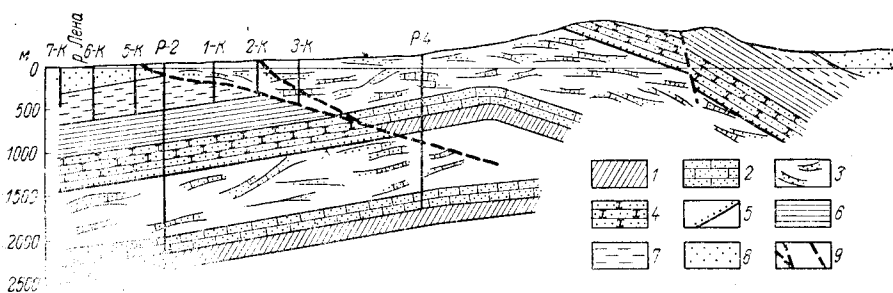


Рис. 15. Геологический профиль через Китчанскую антиклиналь и Китчанский надвиг. Составили А. В. Лейпциг и М. Р. Хобот

1 — нижнетриасовые (индский ярус) аргиллиты; 2 — нижнетриасовые (оленекский ярус) песчаники; 3 — средне-верхнетриасовые грубозернистые песчаники и конгломераты; 4 — нижнеюрские алевролиты, песчаники; 5 — горизонт белых кварцевых песчаников в основании юрских отложений; 6 — среднеюрские песчаники, вверху верхнеюрские аргиллиты, алевролиты; 7 — среднеюрские песчаники; 8 — верхнеюрские угленосные песчаники и алевролиты; 9 — надвиги и другие нарушения

оно ограничено Линденской впадиной Ленского прогиба, на юге и юго-западе — Келинской и Лунхинской впадинами Алданского прогиба. От Средне-Вилюйского Китчанское поднятие отделено неширокой синклиналью, приподнятая часть которой выделяется в Усть-Вилюйский порог. В строении наиболее возвышенных участков поднятия, примыкающих к Верхоянскому мегантиклинорию, участвуют породы перми и триаса, а на его склонах находятся юрские и нижнемеловые отложения. В первом приближении границы поднятия совпадают с контурами распространения верхнемеловых пород. В этих пределах поднятие имеет длину 220 км и ширину 100 км. В плане протягивается параллельно складчатой области, а его шарнир полого погружается к юго-западу, к устью р. Вилюй. В поперечном сечении поднятие имеет асимметричное строение, его северное крыло короткое и наклонено под углами до  $5^\circ$ , тогда как южное крыло — под углами не более  $2,5\text{--}3^\circ$ . Общая амплитуда поднятия составляет 3000—3500 м.

Китчанское поднятие осложнено многочисленными складками и разрывными нарушениями. На его плоском своде развиты относительно небольшие по амплитуде антиклинали и синклинали и протяженные осложнения, связанные с надвигами. На северном крыле наблюдаются линейные антиклинали коробчатого строения, асимметричные, с более крутыми восточными крыльями. Плоские своды этих структур сложены верхнепермскими и нижнетриасовыми отложениями, а на крыльях залегают юрские породы, пласты которых наклонены под углами  $50\text{--}70^\circ$ . Узкие синклинали заполнены породами батылхской и эксняхской свит. На южном крыле поднятия выделяются кулисообразно расположенные узкие линейные антиклинали, образующие полосы скла-

док, разделенные широкими синклиналями. Антиклинали гребневидные, асимметричные, с крутыми восточными или северо-восточными крыльями, где пласты имеют вертикальное и опрокинутое к востоку залегание. Наиболее крупными являются Соркинская, Мунийская и Менкийская антиклинали. Их протяженность составляет от 70 до 100 км при ширине 5—10 км. Углы падения пластов на пологих крыльях 20—40°, а на крутых — до 70°. Шарниры большинства складок полого погружаются к юго-востоку, причем их амплитуда постепенно сокращается от 2500 до 1000—1200 м (Лейпциг, 1962).

На западном крыле Китчанского поднятия развиты крупные брахиантиклинали протяженностью 35—40 км и шириной 7—10 км, сложенные породами перми и мезозоя. Складки асимметричны, их восточные крылья более крутые, иногда запрокинуты в сторону Верхоянья и осложнены надвигами, тогда как западные крылья наклонены под углами от 30 до 55°. Подобное строение имеют Китчанская, Куторгинская и Буролахская антиклинали. Наиболее детально изучена крутая Буролахская складка длиной до 50 км и шириной 15 км, ориентированная в север-северо-западном направлении. Амплитуда поднятия по юрским отложениям 3500—4000 м.

На крыльях поднятия развиты мелкие брахиантиклинали, к которым относятся Сангарская, Верхне-Эксеняхская, Дьюктеканская и другие структуры. Первая из них представляет собой куполообразное поднятие северо-западного простирания размером 6×4 км. В своде находятся породы батылахской свиты нижнего мела. Антиклиналь асимметрична, с крутым северо-восточным крылом, где углы падения слоев достигают 45—60°, на юго-восточном крыле породы падают под углом 20—30°. Амплитуда поднятия 800 м. Две другие антиклинали, расположенные на флангах Китчанского поднятия, более крупные. Их протяженность 15—20 км, а ширина 5—7 км.

Для Китчанского поднятия характерны значительные надвиги, определяющие по существу его современную структуру. Более широко распространены позднекладчатые надвиги, с которыми связано формирование крупных моноклиналей, приразломных осложнений, взброшенных клиньев и т. д. Надвиги этого типа на юге поднятия имеют простирание, близкое к широтному, а на севере — северо-западное, но в общем они параллельны складчатым структурам Верхоянского мегантиклинория. Плоскости нарушений имеют восточное падение. Движение масс по ним происходило в западном и юго-западном направлениях, в сторону центральных участков Приверхоянского прогиба. Крайним западным нарушением является Усть-Вилуйский надвиг, осложняющий на левобережье р. Лена Усть-Вилуйскую и Собо-Хаинскую брахискладки. Восточнее расположены надвиги Китчанский, Борулахский, Люнкубейский, Чечумский и др. С надвигами генетически связаны сдвиги субширотного простирания, секущие структуры Китчанского поднятия. Эти нарушения образуют своеобразную систему разрывов, при которой появляются блоки, смещенные к западу.

Усть-Вилуйский порог представляет собой крупную положительную валообразную структуру, протягивающуюся вдоль нижнего течения р. Вилуй и разделяющую здесь Линденскую и Лунхинскую впадины. На западе порог примыкает к Средне-Вилуйскому поднятию Вилуйской синеклизы, на востоке — к Китчанскому поднятию. Порог перекрыт верхнемеловыми породами, залегающими почти горизонтально. Он выделен по материалам бурения и сейсморазведочных работ по отложениям юрского и нижнемелового возраста. По кровле верхнеюрских пород порог выражен в виде поднятия северо-восточного простирания с широким пологим сводом. Его длина 40 км, ширина до 15 км.

Шарнир поднятия изогнут и полого воздымается в сторону Средне-Вилюйского и Китчанского поднятий. Глубина залегания кровли юрских отложений в его своде колеблется от 1200 до 1800 м, тогда как в прилегающих частях Линденской и Лунхинской впадин она составляет 2400—4000 м. Порог асимметричен, его юго-восточное крыло, примыкающее к Лунхинской впадине, крутое, а северо-западное — пологое, ступенчатого строения.

Восточная часть порога, примыкающая к Китчанскому поднятию, осложнена двумя небольшими антиклинальными структурами — Собо-Хайнской и Усть-Вилюйской. Она приподнята по Усть-Вилюйскому на-двигу, здесь верхнеюрские угленосные толщи залегают на глубинах не более 400—600 м, либо обнажаются на дневной поверхности. В западной части порога в сводовой части выделяются Нижне-Вилюйская антиклиналь северо-восточного простирания и сложная Бадаранская антиклиналь, где глубина залегания подошвы мела не превышает 750 м. Последняя складка занимает пограничную зону порога. В западной части она приобретает субширотное простирание, свойственное уже структурам Средне-Вилюйского поднятия.

### Алданский прогиб

Алданский прогиб занимает южную часть Приверхоянского позднемезозойского краевого прогиба, его субширотную часть, расположенную в бассейне нижнего течения р. Алдан. Это крупная линейная отрицательная структура протяженностью более 500 км и шириной 100—130 км, которая выполнена мезозойскими и более молодыми отложениями мощностью до 5000—7000 м. На севере прогиб ограничен склоном Алданского антиклинория, граница между ними выражена крутой моноклиной, осложненной разломами, где происходит резкое погружение палеозойских пород на 4000—5000 м. На востоке прогиб отделяется по зоне крупных разломов меридионального простирания от Сетте-Дабанского горст-антиклинория. На западе, в бассейне нижнего течения р. Вилюй, он ограничен склонами Китчанского и Средне-Вилюйского поднятий и Усть-Вилюйским порогом. На юге прогиб примыкает к склонам Алданской антеклизы и Вилюйской синеклизе. Здесь его граница, так же как Ленского прогиба, проводится условно по зонам заметного возрастания мощности мезозойских отложений и глубины залегания фундамента.

В Алданском прогибе, как и в Ленском, по структурным особенностям определяются приплатформенная и прискладчатая зоны (Пушаровский, 1956). Первая характеризуется спокойным залеганием пород ограниченной мощности, вторая — большей дислоцированностью пород максимальной мощности. Положение поднятий и впадин в прогибе контролируется крупными блоковыми перемещениями и разломами в фундаменте, которые местами прослеживаются под отложениями мезозоя в его приплатформенной зоне и на склоне Алданской антеклизы (Лейпциг, 1962).

В пределах Алданского прогиба выделяются Лунхинская, Келинская и Томпонская впадины, а также Тукуланское поперечное поднятие. Эти структуры имеют несколько различную ориентировку, но в общем они создают единый линейный прогиб субширотного простирания. Широкая приплатформенная зона выявляется только на востоке, в бассейне р. Алдан, где прогиб примыкает к склону Алданской антеклизы. Здесь Тукуланское поднятие, Томпонская и Келинская впадины смещены в сторону складчатой области. Несколько иное положение занимает Лунхинская впадина, расположенная в области сочленения Ал-

данского прогиба с Вилюйской синеклизой. Она приурочена в основном к приплатформенной зоне, а в прискладчатой зоне размещается Китчанское поднятие. Впадины Алданского прогиба имеют более сложное строение. Они часто осложнены крупными поднятиями и в свою очередь распадаются на ряд прогибов изометричной или иной формы.

В нижнем течении р. Алдан на территории прогиба и на склоне Алданской антеклизы располагается обширная наложенная Нижне-Алданская впадина, выполненная отложениями кайнозоя. Они, как и верхнемеловые отложения в бассейне р. Вилюй, залегают практически горизонтально и перекрывают более древние структуры прогиба, что в значительной мере маскирует сложное их строение. Эта наложенная структура рассматривается в качестве самостоятельного тектонического элемента региона и охарактеризована в конце настоящего раздела.

Приплатформенная зона Алданского прогиба наиболее четко выражена в бассейне р. Алдан в виде пологой моноклинали субширотного простирания, по склону которой происходит постепенное, но в целом значительное увеличение мощности мезозойских отложений при соответствующем погружении кровли фундамента. На отдельных участках устанавливается и увеличение угла падения пластов по склону моноклинали — от десятков минут вблизи склона антеклизы до  $1^{\circ}$ — $1^{\circ} 30'$  в приосевой части прогиба. Так, на борту антеклизы, в районе г. Якутска, мощность ниже- и среднеюрских отложений не превышает 500—700 м, к северу от него, в районе с. Намцы, она достигает 2800 м, причем более 2000 м приходится на верхнеюрские и нижнемеловые отложения, а в районе устья р. Алдан мощность мезозойских пород уже превышает 4000 м. Особенно резкое нарастание мощностей отложений отмечается к югу от с. Намцы, что связывается с наличием флексурного перегиба в рельефе фундамента, принимаемого за границу Алданского прогиба и Алданской антеклизы (Лейпциг, Панов, 1962). Аналогичное нарастание мощности мезозойских пород в пределах моноклинали устанавливается в бассейне р. Алдан. К западу от г. Якутска моноклинали не прослеживаются, а слагающие ее мезозойские отложения следуют в пределы южного склона Вилюйской синеклизы; на ее продолжении располагается Лунхинская впадина.

Моноклинали залегание пород в приплатформенной зоне прогиба осложнено рядом пологих перегибов, образующих брахискладки и структурные носы, появление которых обусловлено разломами и движениями блоков фундамента. Значительный прогнутый участок находится к северу и северо-востоку от г. Якутска, где широко развиты кайнозойские отложения, а также и верхнемеловые толщи, не встречающиеся на других участках приплатформенного крыла прогиба.

Площади, расположенные к востоку от р. Баяга, являются относительно опущенными, но не так значительно, как территория, прилегающая к р. Лена. Здесь отмечаются более мелкие прогнутые и приподнятые участки, подчеркивающие в основном особенностями распределения кайнозойских пород. Мелкие осложнения крыла представлены флексурными перегибами, структурными носами и брахиантиклиналями. Несколько брахискладок и куполов установлено на погружении Тандинского выступа, на левобережье р. Алдан. Они ориентированы параллельно прогибу и имеют протяженность до 10—15 км при амплитуде от нескольких десятков до 100—120 м.

Лунхинская впадина находится в междуречье Лены и Вилюя, в бассейне нижних течений рек Лунха, Берге-Тючене и Ситте. На юге и западе впадина примыкает к Алданской антеклизе и Вилюйской синеклизе; на северо-западе и севере она ограничена склонами Средне-Вилюйского поднятия, Усть-Вилюйского порога и Китчанского поднятия,

на востоке — примыкает к Келинской впадине. Лунхинская впадина почти полностью перекрыта верхнемеловыми отложениями. Ее строение, а также положение границ определяются только в общем виде по данным бурения и геофизических исследований. Она выделяется по развitiю в ее пределах комплекса юрских и меловых отложений, мощность которого достигает 7000 м.

Только меловые отложения имеют мощность 4000 м, а кровля верхнеюрских пород отмечается на глубинах от 2400 до 4200 м. Впадина имеет форму овала, вытянутого в запад-северо-западном направлении, размерами 180×100 км. Она несколько асимметрична, с более крутыми северным и северо-западным крыльями. На севере Лунхинская впадина ограничена протяженной валообразной Сангаро-Эксеняхской складкой, осложненной Сангарским и Эксеняхским поднятиями. В западной части склон осложнен Усть-Вилюйским надвигом с амплитудой более 1500 м, который и принимается за границу впадины. Южный склон Сангаро-Эксеняхской складки характеризуется резким погружением кровли юрских пород до 2000 м. Аналогичное погружение пластов отмечается на границе с Усть-Вилюйским порогом и более пологое — на южном склоне впадины.

Центральная часть Лунхинской впадины осложнена крупным поднятием — Берге-Олойской антиклиналью, расположенной в нижнем течении р. Берге-Тючене. Складка ориентирована в восток-северо-восточном направлении и параллельна складкам Китчанского поднятия. По кровле юрских отложений она имеет размеры 80×16 км. Ее северо-восточное крыло несколько круче юго-западного, а плоская сводовая часть осложнена двумя поднятиями изометричной формы — Бергенским и Олойским, размерами 20—25×15 км. Амплитуда складки по кровле юрских отложений составляет 500—600 м, а амплитуда отдельных поднятий относительно свода — 250—400 м.

Берге-Олойское поднятие разделяет Лунхинскую впадину на ряд прогибов. К северо-востоку от нее вдоль границы с Китчанским поднятием располагается узкий линейный прогиб, а к северо-западу и юго-востоку — две неправильной формы мульды с глубиной залегания кровли юрских отложений более 4000 м. Первая из этих мульд примыкает к Усть-Вилюйскому порогу, а вторая — восточная — к зоне сочленения с Келинской впадиной. Наряду с перечисленными крупными структурами в пределах впадины, особенно на ее южном крыле, устанавливаются небольшие перегибы в виде пологих флексур и антиклинальные складки протяженностью до 3—7 км с амплитудой до 200 м. Большинство этих нарушений имеет субширотное простирание, а складки, тяготеющие к Средне-Вилюйскому поднятию, характеризуются северо-восточным простиранием.

Прискладчатая зона Алданского прогиба занимает территорию в предгорьях Верхоянского хребта к северу от долины р. Алдан. Ширина зоны колеблется от 25 до 35 км. В ее строении наряду с меловыми и верхнеюрскими породами участвуют нижнеюрские и триасовые отложения, вскрывающиеся в сводах отдельных структур. В пределах зоны, к востоку от Китчанского поперечного поднятия, располагаются Келинская и Томпонская впадины и Тукуланское поднятие.

Келинская впадина приурочена к бассейну нижнего и среднего течений рек Тумара и Кели (рис. 16). На севере впадина примыкает к склону Верхоянского мегантиклинория, на западе и востоке ограничена Китчанским и Тукуланским поднятиями. В плане она имеет форму вытянутого в широтном направлении овала длиной 110—120 км и шириной 40—60 км. Границы впадины с прилегающими структурами выражены различно. От Верхоянского мегантиклинория она отделена кру-

тым флексурным перегибом. Граница с Китчанским поднятием не имеет какого-либо структурного выражения; линейные складки юго-восточного склона этого поднятия постепенно уменьшаются по амплитуде и полого погружаются в сторону впадины. Восточная и северо-восточная границы впадины определяются протяженным Тумаринским разломом. На правобережье р. Тумара он проявляется в виде надвига северо-западного простирания с амплитудой до 4000 м, секущим под острым углом краевые складчатые структуры мегантиклинория. К востоку от р. Тумара надвиг, постепенно отклоняясь к югу, приобретает субмеридиональное простирание и ограничивает впадину от складок Тукуланского поднятия. Его южным продолжением на склоне Алданской антеклизы является Тандинский разлом. Южная граница впадины проходит примерно в пределах долины р. Алдан, где глубина залегания фундамента не превышает 3000 м.

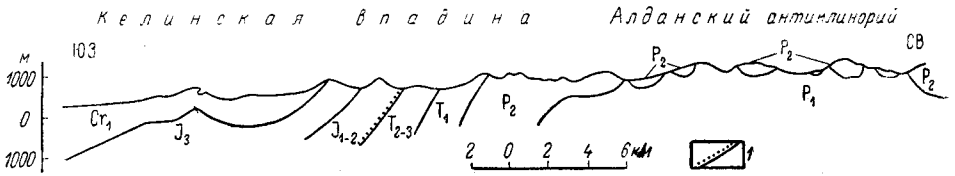


Рис. 16. Схематический профиль через зону сочленения Алданского антиклинория и Келинской впадины Алданского прогиба

Впадина выполнена комплексом мезозойских и кайнозойских отложений мощностью свыше 7000 м. Ее северное крыло более крутое и наклонено под углами 3—5°, а южное крыло, как и центральная часть впадины, характеризуется весьма пологим залеганием — 1—2°. Крылья впадины осложнены небольшими по протяженности антиклиналями и разрывными нарушениями.

На западном крыле Келинской впадины, на продолжении структур Китчанского поднятия, фиксируются окончания отдельных крупных надвигов, в частности Туручунского надвига, в пределах которого присутствуют породы нижнего и верхнего отделов меловой системы. Амплитуда смещения крыльев надвига постепенно уменьшается к востоку от 800—900 м до первых сотен метров. На западном и северном крыльях впадины расположены мелкие брахискладки, аналогичные антиклиналям краевых частей Китчанского поднятия: Бекетчинская, Санинская и Ойунская. Складки сложены породами нижнего мела. Они имеют протяженность от 5 до 12 км и ширину 2—3 км, асимметричные, с более крутым (до 20°) северным и пологим (5—8°) южным крыльями. Амплитуда складок не превышает 300—500 м. С ограничивающим Тумаринским разломом впадина связана небольшими узкими приразломными складками, флексурными перегибами и мелкими разрывами амплитудой в несколько десятков метров.

Тукуланское поднятие занимает территорию складчатой зоны Алданского прогиба в бассейне нижнего течения рек Тукулан, Зап. Градыга и Барайы. Оно фиксируется по выходам на дневную поверхность отложений юры и нижних горизонтов нижнего мела и имеет в плане форму выступа, вдающегося в Алданский прогиб со стороны складчатой области и разделяющего Келинскую и Томпонскую впадины. Северная и западная границы поднятия выражены очень четко. От складчатой области он отделен крутой моноклиной, которая прослеживается вдоль всего северного крыла Алданского прогиба, а от Келинской впадины — Тумаринским разломом. Восточная граница не имеет струк-

турного выражения, так как здесь складки Тукуланского поднятия полого погружаются в сторону Томпонской впадины и постепенно замыкаются. В этих контурах размеры поднятия  $90 \times 40$  км.

Как и другие поперечные структуры краевого прогиба, Тукуланское поднятие осложнено серией крупных протяженных складок, разрывных нарушений и небольших брахиформных осложнений. В плане эти структуры образуют пологую дугу, вдающуюся в прогиб. Более четко выражена Нижне-Градыгская антиклиналь, расположенная в бассейне р. Зап. Градыга (Пушаровский, 1959). По данным Г. В. Бархатова (Бабаян и др., 1960), складка простирается в запад-северо-западном направлении. Протяженность ее более 25 км при ширине до 4—5 км. В сводовой части складки обнажены средние горизонты нижнемеловых отложений, на крыльях — верхние горизонты этих отложений и кайнозоя. Складка асимметрична, с более крутым ( $35\text{--}40^\circ$ ) южным и пологим ( $20\text{--}25^\circ$ ) северным крыльями. Северо-восточнее, в междуречье Зап. Градыги и Барайы, расположена вторая подобная структура — Верхне-Градыгская антиклиналь протяженностью до 50 км, шириной 6—7 км, с более крутым ( $30\text{--}35^\circ$ ) южным крылом. Западнее, в бассейне р. Тукулан, выделяется Куолойская брахиантиклиналь размером  $18 \times 8$  км, в своде которой наблюдаются отложения юрского возраста. Крутое южное крыло этой складки осложнено крупным надвигом, по которому юрские отложения свода смещены к югу и контактируют с породами нижнего мела. Вертикальная амплитуда надвига колеблется от 600 до 1000 м. Как и в Китчанском поднятии, надвиг прослеживается за пределы складки и осложняет своими флангами синклинальные структуры Тукуланского поднятия. На его западной окраине на границе с Келинской впадиной находится еще несколько надвигов, осложняющих пликативные структуры района.

К северу от рассмотренных крупных складок в предгорьях Верхоянского хребта Ю. М. Пушаровским (1959) установлены многочисленные мелкие осложнения, фиксирующиеся в поле развития меловых отложений. Они представлены небольшими антиклинальными складками, разломами и приразломными структурами. Как правило, эти осложнения имеют субширотное простирание, невелики по протяженности, а их амплитуды не превышают нескольких сотен метров.

Томпонская впадина занимает крайнюю восточную часть Алданского прогиба, территорию в бассейне нижних течений рек Барайы, Уяна и Томпо. На западе и севере она ограничена склонами Тукуланского поднятия и Алданского антиклинория, а на востоке отделяется по надвигу от Сетте-Дабанского горст-антиклинория. В южной части этот надвиг имеет простирание, близкое к меридиональному; севернее, в пределах прогиба, он отклоняется к западу и приобретает северо-западную ориентировку, параллельную складчатым структурам Верхоянского мегантиклинория. По надвигу контактируют резко различные по возрасту породы; в поднадвиговом крыле развиты отложения триаса, юры и нижнего мела, а в надвинутом — породы ордовикского, кембрийского и протерозойского возраста. Амплитуда надвига определяется от 4000 до 6000 м.

Томпонская впадина выполнена отложениями мезозоя и кайнозоя мощностью свыше 4000 м. Кайнозойские отложения, развитые в центральных и южных районах впадины, залегают практически горизонтально, а нижнемеловые и более древние породы слагают ряд крупных структур с достаточно крутыми углами падения на крыльях. В отличие от Келинской и других впадин прогиба здесь не отмечается значительных изменений фаций и мощностей мезозойских отложений, даже в непосредственной близости от хр. Сетте-Дабан. Впадина представ-



ляет собой плоскую мульду размерами  $190 \times 60$  км, ограниченную крупными поднятиями.

В ее пределах устанавливаются осложнения, обусловленные разломами. В восточной части, примыкающей к надвигу хр. Сетте-Дабан, выделяется ряд узких линейных складок, которые являются осложнениями поднадвигового крыла. Складки сложены породами триаса, юры и нижнего мела. Обычно они имеют небольшую амплитуду, но с крутыми крыльями; асимметричны, наклонены или опрокинуты на запад. Их крутые крылья и своды нарушены сбросами и взбросами различной ориентировки, амплитуды перемещения блоков 200—300 м.

В центральной части Томпонской впадины существует Томпорокское поднятие (рис. 17), которое разделяет ее на два обособленных прогиба. Восточный из них представляет собой достаточно узкую линейную синклинали, протягивающуюся параллельно Сетте-Дабанскому

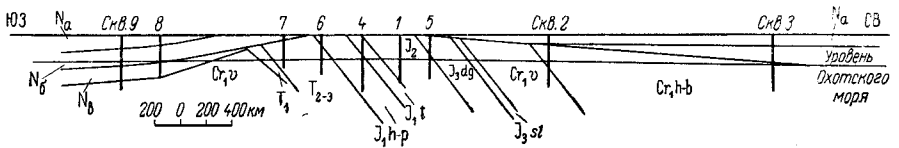


Рис. 17. Схематический профиль через Томпорокское поднятие. По А. Е. Киселеву

горст-антиклинорию. Западный прогиб имеет несколько большие размеры и изометричные очертания. Вероятно, он также осложнен в центральной части узким линейным поднятием, аналогичным Томпорокскому. По геофизическим данным, от приустьевой части р. Амга в пределах этого прогиба прослеживается аномальная зона, интерпретируемая как разлом в фундаменте, аналогичный Алданскому и Тандинскому, с которым, весьма вероятно, связаны блоковые поднятия в конце мезозойского периода.

В северо-западной части Томпонской впадины Г. И. Штех (Мокшанцев и др., 1964) намечает еще одну аномальную зону, лежащую на продолжении разломов и складок Тукуланского поднятия, которая также связывается с блоковым поднятием фундамента.

Заканчивая рассмотрение тектоники мезозойских краевых прогибов северной и восточной окраин Сибирской платформы, следует подчеркнуть ведущую роль разломов в формировании их современного структурного плана. Эти разломы, различные по особенностям строения и ориентировке, связаны, как правило, со структурами домезозойского заложения. Они резко проявились в пределах прогибов в мезозойскую эру и определили положение их границ, общую конфигурацию, положение крупных поперечных поднятий, а также многих локальных структур различного масштаба. В частности, крупный глубинный разлом, выраженный зонами надвигов и интенсивной складчатости, контролирует положение восточной границы Ленского прогиба, отделяя его от складчатой области Верхоянского антиклинория. Начиная с верхнего палеозоя, он обуславливал условия осадконакопления, а в раннем триасе с ним было связано проявление магматической деятельности.

К категории глубинных разломов относится также надвиг, ограничивающий Алданский прогиб от Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Это нарушение с амплитудой до 4000—6000 м, в южных районах хр. Сетте-Дабан выражается как длительно развивающаяся структура, также контролировавшая распределение мощностей и фаций палеозойских толщ и проявления магматической деятельности и оруденения.

Крупные разломы в фундаменте, выраженные в современной структуре региона крутыми краевыми моноклиналями и флексурными перегибами, устанавливающиеся по геофизическим данным, определяют северную границу Алданского прогиба, а также отделяют Лено-Анабарскую зону складок от Лено-Анабарского прогиба (Штех, 1965; Мокшанцев и др., 1964). Границы прогибов со склонами Алданской и Анабарской антеклизы определяются зонами небольших по амплитуде разлому, с которыми связано пологое ступенчатое погружение фундамента и палеозойского основания в сторону осевых зон прогибов.

Наиболее резко в прогибах выражены крупные структуры, связанные с системами разломов, ориентированными диагонально или поперечными по отношению к структурам. Так, в Ленском и Лено-Анабарском прогибах широко представлены структуры, контролируемые разломами северо-западного простирания, а в Алданском прогибе — меридионального и субмеридионального простираний. Движения блоков фундамента по этим разломам определили формирование в прогибах впадин и поперечных приподнятых зон, проявившихся и в мезозойских отложениях.

Особенно резко системы поперечных разломов выражены в Алданском прогибе. В его приплатформенной зоне намечается ряд меридиональных и северо-западных разломов (Якутский, Алданский и др.). Этими разломами и определяется положение приподнятых и опущенных участков. К ним относится краевой надвиг хр. Сетте-Дабан, который отделяет прогиб от поднятий горст-антиклинория. Западнее с Амчинским разломом связано образование Томпорокского поднятия, а Тандинско-Тумаринским разломом обусловлено формирование Тукуланского поднятия и Тандинского выступа в приплатформенной зоне прогиба.

На приплатформенном крыле Ленского прогиба разломами северо-западного простирания вызвано появление грабеноподобных прогибов, лежащих на продолжении разломов Кютингдинского прогиба и Мунской флексуры. В прискладчатой же зоне системами разломов контролируются крупные приподнятые и опущенные блоки фундамента, в частности Джарджанское и Ундюлюнское поднятия, Сиктяхская впадина и др. Непосредственная связь с разломами фундамента устанавливается для ряда локальных структур Томпорокской и Бегиджанской антиклиналей, Бесюкинской, Келимярской и Омугунханской зон складок и др.

Формирование краевых прогибов относится к концу мезозоя, хотя незначительные по амплитуде прогибания отдельных их территорий происходили в позднем палеозое и продолжались в течение всего раннего мезозоя. Заложение Приверхоянского краевого прогиба как самостоятельной структуры относится к позднеюрской эпохе для его южной части и началу мелового периода для северной. Становление его продолжалось до конца раннего мела. В позднеюрскую эпоху произошло заложение таких крупных поперечных структур Приверхоянского краевого прогиба, как Катчанское поднятие и, вероятно, другие проги.

К концу раннемеловой эпохи относится формирование основных разрывных нарушений прогибов. Надвиги, развитые в пределах поперечных поднятий, представлены двумя типами. Некоторые из них, имеющие западное падение сместителя, являются соскладчатыми — позднемеловыми. Большинство надвигов, характеризующихся падением сместителя к востоку или северо-востоку, позднескладчатые и появились в конце раннемеловой или начале позднемеловой эпохи.

### Нижне-Алданская наложенная впадина

Нижне-Алданская неоген-четвертичная впадина располагается в нижнем течении р. Алдан и в нижней части среднего течения р. Лена. Впадина имеет широтное простирание и протяженность около 500 км при ширине 100—150 км. Она занимает территорию южной части Приверхоанского прогиба и юго-восточной части Вилюйской синеклизы, а своим обширным южным крылом перекрывает восточные районы северного склона Алданской антеклизы (рис. 18).

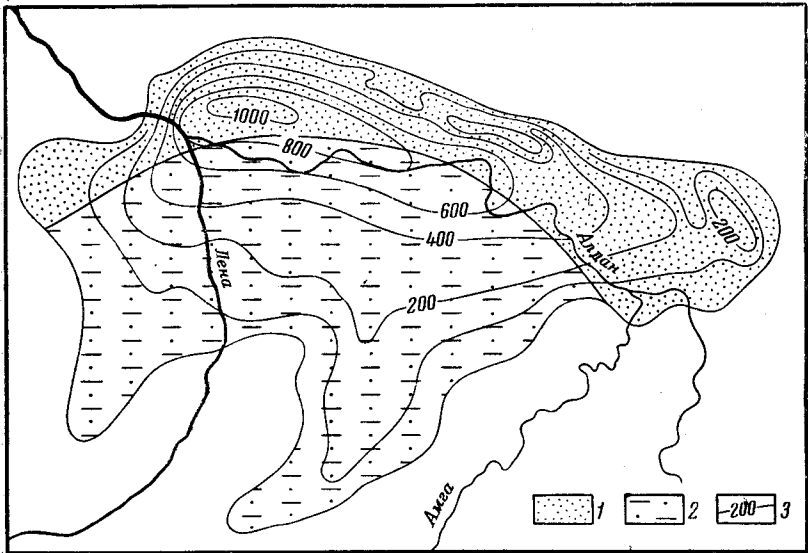


Рис. 18. Схема мощностей и фаций кайнозойских неогеновых отложений Нижне-Алданской впадины. Составили А. В. Лейпциг и В. Ф. Травкин  
 1 — аллювиальные и озерные песчано-конгломератные и алевритовые отложения;  
 2 — озерно-болотные и аллювиальные песчано-глинистые отложения с лигнитами;  
 3 — изогипсы

Тектоническое строение Нижне-Алданской впадины изучено в результате проведения геологосъемочных и буровых работ и маршрутных исследований. В последние годы обобщением этих материалов занимались А. А. Котов и В. Г. Власов. Впадина имеет асимметричное строение. Ее северный склон значительно круче южного, а максимальные мощности неогеновых осадков 800—1000 м устанавливаются в северной части, в долине и на правобережье р. Алдан. Большая южная часть впадины характеризуется спокойным, очень пологим залеганием пород с падением к северу, измеряемым обычно десятками минут.

Неогеновые отложения перекрывают породы мелового и более древнего возраста, и хотя они развиты в пределах различных тектонических структур, но в общем отражают особенности строения многих мезозойских складок. На левобережье р. Лена величина опускания в неоген-четвертичный период не превышала 200 м, осадки этого возраста слагают низкие цокольные террасы. Локальные структуры представлены небольшими поднятиями и впадинами. Междуречье Лены и Алдана является площадью устойчивого погружения, занятой полого падающими (углы падения от 30' до 1°) на север отложениями миоценового, плиоценового и четвертичного возраста. На общем фоне моноклиналиного залегания пород выделяются отдельные небольшие брахиформные складки.

### Прибайкальский краевой прогиб

Как самостоятельная структура Прибайкальский краевой прогиб был выделен С. П. Ситниковым (1943) под названием Лено-Ангарской депрессии. Позже в работах Н. С. Зайцева (1954, 1958) и Н. М. Чумакова (1959) эта структура была охарактеризована как краевой прогиб, но несколько отличающийся по строению от более молодых структур подобного типа. Е. В. Павловским было предложено рассматривать данный прогиб в качестве перикратонного опускания — области длительного развития, интенсивное прогибание которой продолжалось в палеозое и, вероятно, в мезозое. В качестве перикратонного опускания прогиб рассматривался также Ю. А. Косыгиным и И. В. Луцицким (1961). По мнению А. В. Лейпцига, длительность развития, значительные размеры и другие особенности Прибайкальского краевого прогиба типичны для краевых прогибов древних складчатых областей.

Изучению тектонического строения Прибайкальского краевого прогиба были посвящены работы А. К. Боброва, Д. К. Горнштейна, Ф. Г. Гурари, Н. С. Зайцева, Ю. С. Нахабцева, С. С. Оксмана, Т. Н. Спичарского, А. И. Ушакова, Н. М. Чумакова и других исследователей, материалы которых использованы при составлении настоящего раздела.

Прибайкальский краевой прогиб, как уже отмечалось, входит в пределы Западной Якутии своей крайней северо-восточной частью, примыкающей к Витимо-Патомскому нагорью. В плане прогиб имеет форму дуги, выгнутой к северу. На западе его простирание изменяется от широтного до северо-восточного, а на востоке переходит в меридиональное. Уринским антиклинорием прогиб разделяется на две части. Его западная часть иногда рассматривается как Ангаро-Ленский прогиб, а восточная — как Березовский прогиб или впадина.

На юге Прибайкальский прогиб примыкает к складчатой области Витимо-Патомского нагорья, при этом его граница нередко выражена зонами надвигов и интенсивно дислоцированных пород. Такие зоны прослеживаются вдоль западной окраины Березовской впадины, к северу и югу от устья р. Жуя и вдоль северо-западного фаса Патомского нагорья. В общем, эти зоны располагаются примерно вдоль контуров распространения кембрийских отложений в прогибе. С Уринским антиклинорием граница прогиба выражена менее четко и условно проводится по границе отложений кембрия и докембрия. С востока Березовская впадина ограничена склоном Алданской антеклизы. Граница между этими структурами проходит к западу от Наманинского поднятия примерно по линии, протягивающейся восточнее устьев рек Намана, Чара и Токко. Она подчеркивается зоной разломов, дайками диабазов и заметным увеличением к западу мощности кембрийских пород. На севере Прибайкальский прогиб ограничен Вилюйской синеклизой и Ангаро-Вилюйским прогибом. Эти структуры, являющиеся молодыми образованиями платформы, наложены на северные окончания Березовской и Нюйской впадин и Уринского антиклинория. Граница прогиба проводится условно по контуру распространения мезозойских отложений.

Прибайкальский прогиб по отложениям нижнего и среднего палеозоя представляет собой обширную асимметричную структуру с различным строением прискладчатого и приплатформенного крыльев. В общем, здесь устанавливаются такие же закономерности в изменениях мощностей пород и в характере складчатости, что и в других прогибах. Зона прогиба, прилегающая к складчатой области, отличается максимальными мощностями отложений и более интенсивной складчатостью по сравнению с зоной внешнего крыла, примыкающей к платформе. Для прогиба характерны значительная ширина и сравнительно неболь-

шая амплитуда прогибания (Яншин, 1962). Переход от складчатого крыла прогиба к слабо дислоцированному крылу совершается постепенно. Соответственно с этим намечается своеобразная переходная центральная зона. В прогибе также устанавливается продольная зональность, выражающаяся в чередовании относительно приподнятых и опущенных зон. Уринский антиклинорий разделяет Прибайкальский крайовой прогиб на две части: к востоку от него располагается Березовская впадина, а к западу — Ангаро-Ленская ветвь прогиба, которая в пределах рассматриваемой территории Западной Якутии выражена лишь Нюйской впадиной и Пеледуйским поднятием.

Березовская впадина занимает территорию в бассейне нижних течений рек Чара, Бирюк и Намана. С запада впадина ограничена складчатыми структурами Витимо-Патомского нагорья и Уринского антиклинория, на востоке — склоном Алданской антеклизы. В плане она имеет форму вытянутого в меридиональном направлении треугольника, обращенного вершиной к югу. Ее ширина на севере, в бассейне р. Бирюк, 120—140 км, а на юге, в бассейне р. Чара, не превышает 40—60 км. Протяженность впадины достигает 240—260 км. Она выполнена отложениями верхнего докембрия, кембрия и ордовика, а в северной ее части распространены также отложения силура и девона. Структура асимметрична; мощность пород на приплатформенном крыле составляет 1200—1600 м, тогда как на прискладчатом крыле палеозойские породы имеют мощность несколько тысяч метров. Осевая зона прогиба, наиболее прогнутая, смещена к западу. Общий наклон приплатформенного крыла прогиба  $1^{\circ}$ — $1^{\circ}30'$ , а прискладчатого крыла —  $2$ — $4^{\circ}$ .

Крылья и центральная зона Березовской впадины, характеризующиеся весьма спокойным залеганием пород, осложнены многочисленными дизъюнктивными и пликативными нарушениями, в размещении которых устанавливается некоторая закономерность. В пределах платформенного крыла развиты небольшие складки платформенного типа, в центральной зоне преобладают пологие крупные брахиформные поднятия, а на прискладчатом крыле появляются узкие линейные складки, осложненные разломами. Эти структуры создают четкие ряды или зоны, образуя валообразные структуры с ундулирующим шарниром.

На приплатформенном крыле впадины большинство складок имеет северо-восточное простирание. По представлению А. К. Боброва (1964), здесь устанавливаются три зоны, протягивающиеся параллельно юго-восточной границе прогиба, каждая из которых объединяет от 5—8 до 15 структур. Распространены небольшие складки протяженностью от 3 до 10—15 км и шириной 2—6 км, с амплитудой от 20 до 40 м, реже до 100 м. Углы падения на крыльях колеблются от десятка минут до  $2$ — $3^{\circ}$  и лишь в редких случаях достигают  $10$ — $15^{\circ}$ . Большинство из них являются асимметричными брахиантиклиналями с более крутыми юго-восточными крыльями, реже встречаются куполовидные поднятия и осложения типа флексур, структурных носов и террас.

В центральной зоне Березовской впадины наряду с мелкими поднятиями развиты достаточно крупные структуры сложного строения. Многие антиклинали имеют протяженность до 40 км, амплитуду до 100—150 м. Углы падения на крыльях обычно  $2$ — $5^{\circ}$ , но на отдельных структурах, осложненных разломами, увеличиваются до  $20$ — $25^{\circ}$ . В большинстве структуры асимметричны, с более крутыми юго-восточными крыльями. Иногда они осложнены флексурами и мелкими разрывами.

Значительно более крупные и сложные структуры наблюдаются в пределах зоны, непосредственно примыкающей к складчатой области. Они образуют полосу складок, которая на юге имеет простирание, близкое к меридиональному, параллельное краю складчатой области, а на

севере — северо-восточное, согласное простиранию структур Уринского антиклинория. Типичной структурой для этой зоны является Дюиканская антиклиналь, расположенная на правом берегу р. Чара. Ее длина 60 км, ширина около 30 км, амплитуда до 1500 м. В строении свода складки участвует пестроцветная свита алданского яруса, а на ее крыльях залегают породы ленского яруса. Падение слоев на крыльях колеблется от 35 до 50°, иногда уменьшается до 15—20°. Свод и крылья структуры осложнены складками второго порядка. В их сводах нередко вскрываются породы юдсмской свиты. В пределах свода и на крыльях антиклинали наблюдаются сбросы, по которым происходили перемещения участков крыльев с амплитудой до 500 м. Местами образовались структуры в виде горстов и грабен. Аналогичное строение имеет расположенная к востоку Тумпарчанская антиклиналь.

Особенности тектонического строения Березовской впадины обусловлены разломами в фундаменте, которые нередко выражены зонами мелких разрывов и даек в осадочном чехле. Эти разломы контролируют как положение в плане линий антиклинальных структур, так и простирание отдельных складок и зон. В общем, в пределах впадины четко фиксируются три системы разломов в фундаменте. Наиболее резко выражены разрывы северо-восточного (байкальского) простирания. С ними связаны большинство складок приплатформенного крыла впадины, резкий поворот на северо-восток складок ее прискладчатого крыла, а также зоны мелких разломов с дайками, развитые во впадине и на северном склоне Алданской антеклизы. В эту группу разломов входит нарушение типа взбросо-надвига района горы Эбе-Тас (Бобров, 1964). Вторая система разломов имеет меридиональное простирание, более четко она прослеживается в западной части впадины. Эти разрывы контролируют восточную границу Патомской складчатой области, положение линии крупных складок в прискладчатом крыле впадины. Третья система разломов имеет северо-западное простирание и связывается со складчатыми структурами архейского фундамента района, фиксируемых по геофизическим данным.

Нюйская, или Нюйско-Джербинская (Бобров, 1964), впадина расположена в восточной части Ангаро-Ленской ветви Прибайкальского краевого прогиба, в бассейне нижнего и среднего течений р. Нюя. Впадина имеет северо-восточное простирание и выполнена отложениями нижнего и среднего палеозоя. На юге и востоке она ограничена складчатыми структурами Витимо-Патомского нагорья и Уринского антиклинория, на юго-западе примыкает к Пеледуйскому поднятию прогиба, а на севере и северо-западе перекрывается мезозойскими толщами Вилуйской синеклизы и Ангаро-Вилуйского прогиба. Граница впадины с Патомской складчатой областью, как уже отмечалось, определяется крупными надвигами, прослеживающимися примерно вдоль контуров развития нижнепалеозойских отложений. Границы с Уринским антиклинорием и Пеледуйским поднятием выражены менее четко. Ф. Г. Гурари, П. М. Охлопковым и другими исследователями выделена Джербинская зона разрывов, приуроченная к границе Уринского антиклинория, перекрытая четвертичными и мезозойскими отложениями. Здесь отмечаются резкое погружение пород в пределы впадины (более 2500 м) и выпадение из разреза части пестроцветной и толбачанской свит. Зона подчеркивается серией даек, отдельными флексурами и разломами с амплитудой перемещения крыльев до нескольких сотен метров. На границе с Пеледуйским поднятием располагается Олдонская зона разломов шириной 15—20 км, состоящая из многочисленных сбросов и взбросов субмеридионального простирания с амплитудами перемещения от 100 до 600 м. Нюйская впадина имеет ширину 160—170 км, протя-

женность свыше 260 км. Для нее характерно асимметричное строение, хотя и менее четко выраженное, чем в Березовской впадине. Наиболее прогнутая ее часть, выполненная отложениями силурийского возраста, несколько смещена к юго-востоку, что четко фиксируется вблизи Уринского антиклинория. В пределах впадины наблюдается и существенная разница в строении ее крыльев, причем более резко выделяется широкая центральная зона.

В приплатформенной зоне впадины отмечаются в общем спокойное моноклинальное падение слоев к юго-востоку, а также развитие протяженных узких антиклинальных структур. Эта зона складок, получившая название Мурбайской, занимает в прогибе то же положение, что и Непская зона в более западных районах прогиба. Складки являются линейными, узкими, гребневидными, с опрокинутыми северо-западными крыльями, осложненными разрывами. Обычно отмечается смещение свода антиклиналей к северо-западу, иногда наблюдаются проявления соляной тектоники. Синклинали, разделяющие эти структуры, выражены слабо. В них породы залегают почти горизонтально.

Наиболее детально изучена Мурбайская антиклиналь, имеющая северо-восточное простирание. В сводовой части она сложена породами толбачанской, олекминской и чарской свит. Складка протягивается на расстояние свыше 100 км, ширина ее 4—4,5 км. Она асимметрична, с крутым северо-западным крылом (до 70°), осложненным сбросом. На юго-восточном крыле структуры развиты мелкие антиклинальные складки протяженностью до 100 м. Углы падения на крыльях изменяются от 15 до 45°. Амплитуда Мурбайской антиклинали колеблется от 250 до 500 м.

Центральная зона Нюйской впадины, выделяемая иногда под названием Мухтуйской зоны складок, представляет собой обширную отрицательную структуру, выполненную на значительной площади породами ордовика и силура. Она состоит из двух синклиналей — Витимо-Джербинской и Нюйской, разделенных Мухтуйской антиклиналью. Последняя имеет сложное строение. Простирание ее северо-восточное, протяженность 165 км, ширина 20—30 км. На северо-востоке она приобретает субширотную ориентировку и разделяется на две самостоятельные антиклинали, отделенные узким прогибом.

Прискладчатое крыло Нюйской впадины, нередко называемое Приленской зоной складок, состоит из узких антиклиналей и синклиналей, сопровождающихся обычно крупными надвигами. Ширина зоны складок от 12—15 до 25 км. Наиболее изучена Нижне-Витимская антиклиналь протяженностью более 40 км и шириной 4—5 км. Складка асимметрична, с крутым (20—40°) юго-восточным и более пологим (15°) северо-западным крыльями. Сводовая часть структуры осложнена мелкими, опрокинутыми на северо-запад складками. Расположенная южнее Пилкинская синклиналь также асимметрична, имеет протяженность 45 км и ширину до 7 км. Юго-восточное крыло крутое (до 30°), а северо-западное пологое.

Пеледуйское поднятие занимает территорию в бассейнах нижних и средних течений рек Пеледуй и Хамра и верхнего течения р. Нюя. Это сводообразная структура, осложненная интенсивной складчатостью. На юге поднятие отделяется от Патомской складчатой области узким синклинальным прогибом, располагающимся на продолжении Витимо-Джербинской синклинали. На востоке оно примыкает к складкам Нюйской впадины и отчленяется от них (на севере) Олдонской зоной разломов. Западным ограничением поднятия является Огнельская впадина, расположенная за пределами рассматриваемой территории.

Пеледуйское поднятие осложнено складчатыми структурами нескольких порядков. Крупные антиклинали и синклинали имеют выдержанное северо-восточное простирание и прослеживаются от западного до восточного его склонов, уходя в Нюйскую впадину. Складки северной части поднятия протягиваются в сторону зоны Мурбайских складок и Нюйской синклинали Нюйской впадины, а южным структурам поднятия соответствуют Мухтуйская антиклиналь и складки Витимо-Джербинской синклинали.

Южная часть поднятия имеет наиболее сложное строение и рассматривается иногда (Ю. А. Дукардт) в качестве Нижне-Пеледуйского антиклинория. Здесь наблюдаются две сложно построенные антиклинальные зоны — Усть-Пеледуйская и Сользаводская, разделенные Крестовско-Пеледуйской синклиналиной зоной.

Для антиклинальных зон характерна интенсивная складчатость нескольких порядков и многочисленные нарушения. Синклиналиные складки значительно уступают по размерам антиклинальным структурам. Отмечаются виргация осей антиклинальных складок и резкое сужение синклиналей за счет расширения антиклиналей. Основной структурой Усть-Пеледуйской антиклинальной зоны является Луговская антиклиналь, сложенная породами ленского яруса. Она представляет собой крупную гребневидную складку шириной 2—3 км и амплитудой до 900 м, которая по простиранию распадается на две равнозначные антиклинали. В ее своде и на крыльях породы собраны в мелкие изоклинальные и крутые складки, нарушенные продольными сбросами с перемещениями блоков до 200 м. Аналогичное строение имеют и другие положительные структуры антиклинальных зон.

В пределах Крестовско-Пеледуйской синклиналиной зоны отрицательные структуры резко преобладают над положительными. Синклинали характеризуются относительно спокойным падением пород в приосевых частях и достаточно крутым на крыльях. Они разделяются узкими гребневидными антиклиналями, иногда осложненными продольными разрывами.

Центральная часть Пеледуйского поднятия характеризуется более спокойным залеганием пород. Четко выделяется Хоронская синклинали, длина которой около 100 км и ширина 14 км. Она располагается на продолжении южной ветви Нюйской синклинали и разделяет поднятие на два относительно приподнятых участка.

Северная часть Пеледуйского поднятия представляет собой пологий склон, наклоненный к северу, северо-востоку и северо-западу. Наблюдаются небольшие антиклинали и синклинали протяженностью несколько километров и шириной 200—300 м. Амплитуда складок изменяется от десятков до 100 м, а углы падения на крыльях от 5 до 10° и лишь в редких случаях достигают 20°. Наряду со складками развиты и мелкие флексурные перегибы амплитудой 8—10 м. Наиболее крупной структурой северной части Пеледуйского поднятия является Чонско-Хамакская антиклиналь, приуроченная к Нюйско-Мурбайскому разлому, протяженностью до 150 км и амплитудой около 100 м.

Современный тектонический план Прибайкальского краевого прогиба в значительной степени обусловлен разломами, которые не только определяют положение его границ, но и контролируют размещение структурных форм второго и третьего порядков. Значительные сбросы и надвиги прослеживаются вдоль границы прогиба с Патомской складчатой областью. Они являются отражением глубинных разломов в фундаменте, которые предопределили конфигурацию байкальской геосинклинали Витимо-Патомского нагорья.

Менее крупные разрывы контролируют границы прогиба с Урин-



ским антиклинорием. На его северо-западном склоне выделяется Джербинская зона разломов, которая также обусловлена глубинными разломами в фундаменте.

Среди разломов во внутренних частях Прибайкальского краевого прогиба наиболее широко развита система разломов северо-восточного простирания, с которыми связано большинство структур приплатформенного крыла Березовской впадины и территории Ангаро-Ленской ветви прогиба. Движениями блоков фундамента по разломам меридионального простирания обусловлено формирование складок прискладчатого крыла Березовской впадины, а с нарушениями северо-западного простирания связано появление отдельных крупных складок, брахиантиклиналей и структурных носов в пределах впадин.

Формирование Прибайкальского прогиба в качестве самостоятельной структуры произошло в эпоху замыкания байкальской геосинклинали Витимо-Патомского нагорья в конце докембрия — раннем палеозое. Заложение прогиба, вероятно, относится к позднему протерозою, а его интенсивное развитие — к раннему кембрию. По распределению мощностей нижнекембрийских отложений достаточно четко выявляются формирование Березовской впадины, возникновение относительного поднятия в пределах Уринского антиклинория и обособление с востока Нюйской впадины. Формирование Пеледуйского поднятия, по данным А. К. Боброва (1964), относится к позднему докембрию; в раннекембрийскую эпоху его территория испытывала значительное прогибание совместно с Нюйской впадиной. Вероятно, в кембрийском периоде произошло заложение большинства структур второго порядка, в частности складок северо-восточного простирания, но их развитие продолжалось вплоть до середины палеозоя. В пределах некоторых складок прогиба отмечаются движения и в мезозойскую эру.

### ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Верхояно-Колымская складчатая область, занимающая обширную территорию Северо-Востока СССР, в пределах Западной Якутии выражена лишь своими краевыми структурами, обрамляющими с востока и северо-востока Сибирскую платформу. Наиболее крупным сооружением является Верхоянский мегантиклинорий, протягивающийся вдоль восточного борта Сибирской платформы от устья р. Лена до низовьев р. Алдан. Южнее, в бассейне р. Алдан, располагаются Сетте-Дабанский горст-антиклинорий и Южно-Верхоянский синклинорий. К западу от устья р. Лена простирается Лено-Анабарская зона антиклинальных структур, которая обычно рассматривается в качестве западной ветви мезозойд Северо-Востока СССР.

#### Верхоянский мегантиклинорий

Верхоянский, или Западно-Верхоянский, мегантиклинорий представляет собой сложно построенную положительную складчатую структуру, протягивающуюся на расстояние около 1200 км на правобережье р. Лена от ее устья до р. Томпо на юге. Орографически он выражен Верхоянским хребтом. В плане мегантиклинорий образует обращенную к юго-западу дугу. Его северная часть ориентирована в меридиональном направлении, а южная, отклоняясь к востоку, приобретает в бассейне р. Алдан простирание, близкое к широтному. Ширина мегантиклинория колеблется от 100—120 до 200—250 км.

Мегантиклинорий асимметричен. Его свод несколько смещен к западу, западное крыло структуры круче восточного. Антиклинальные структуры, осложняющие свод и западное крыло мегантиклинория, не-

редко наклонены и опрокинуты к западу в сторону Сибирской платформы, тогда как на восточном крыле структуры отмечается наклон осевых плоскостей второстепенных складок к востоку. Мегантиклинорий не однороден по строению. В его присводовой части выделяются четыре крупных обособленных антиклинория. На крайнем севере, в районе устья р. Лена, расположен Быковский антиклинорий, а южнее, в меридиональной части Верхоянского хребта, находятся Орулганский и Эчйский (Центральный) антиклинорий и на крайнем юге, в бассейне р. Алдан, выделяется Алданский антиклинорий. Антиклинории разделяются неширокими синклиналиными перегибами, приуроченными к зонам общего погружения шарниров складчатых структур, поперечными по отношению к простираению мегантиклинория. В пределах мегантиклинория также имеется ряд антиклинальных складок различных порядков, приразломных структур и более мелких тектонических элементов, существенно осложняющих его строение.

Быковский антиклинорий, выделяемый иногда под названием Ха-раулахского (Атласов, 1961), занимает крайнюю северную часть Верхоянского мегантиклинория, примыкающую к району залива Буорхая и части территории дельты р. Лена. В южной части антиклинорий, к югу от пос. Тикси, имеет меридиональное простираение и сложен наиболее древними отложениями верхоянского комплекса. К северу намечается воздымание шарнира антиклинория и поворот структуры к северо-западу, параллельно Быковской протоке дельты р. Лена, где в пределах его западного крыла развиты породы каменноугольного, девонского и силурийского возраста.

Антиклинорий имеет асимметричное строение; восточное крыло наклонено под углами  $30-40^\circ$ , западное —  $60-70^\circ$ . Местами пласты стоят на головах или запрокинуты к западу.

По данным И. П. Атласова (1961), в пределах антиклинория развиты крупные сундучные складки с широкими сводами, разделенные узкими синклиналиными прогибами. В западной части антиклинория Н. А. Сягаевым выделяются брахиформные структуры с широкими сводами, осложненными многочисленными разрывами. Отложения, слагающие западное крыло, дислоцированы значительно интенсивней, чем на своде и восточном крыле. Здесь устанавливаются узкие сложно построенные, кулисообразно расположенные, небольшие по протяженности складки. Они опрокинуты к западу, в сторону платформы, и осложнены разрывами. Для Быковского антиклинория характерны блоковые структуры различного типа. Кроме значительных грабенов — Кенгдейского, Хоптинского и других, выполненных кайнозойскими отложениями, имеются также небольшие горсты, сложенные породами силура, девона и нижнего карбона. Восточное крыло антиклинория сложено более простыми антиклинальными и синклиналиными складками с падением слоев на крыльях от  $10-15$  до  $40-45^\circ$ .

К югу от р. Берис происходит замыкание Быковского антиклинория. Шарниры складчатых структур погружаются, в бассейне р. Саханджа в строении Верхоянского мегантиклинория принимают участие в основном отложения перми, триаса и нижней юры. В центральной части мегантиклинория располагается Саханджинская антиклиналь шириной до 30 км, с крутым ( $50-60^\circ$ ) западным и пологим ( $20-30^\circ$ ) восточным крыльями. Она примыкает на севере к осевой зоне Быковского антиклинория, а на юге, в бассейне р. Джарджан, находит свое продолжение в пределах Орулганского антиклинория (Виноградов, 1965). В Саханджинском районе, к востоку от этой складки, развиты простые антиклинальные и синклиналильные структуры с падением пород на крыльях от  $10$  до  $20^\circ$ , а западнее расположена серия узких линейных

складок сложного строения. Ряд складок опрокинут к западу и нарушен разрывами небольшой амплитуды и протяженности. Эта часть западного крыла мегантиклинория выделялась под названием Хараулахской зоны складок, или Караданского синклинория (Мокшанцев и др., 1964). Наиболее крупной структурой является Караданская синклиналь протяженностью до 180 км, выполненная породами юрского возраста. В северной части она виргирует и соединяется с Артыкской синклиналью Хараулахского поднятия, а на юге ограничена структурами Орулганского антиклинория.

Орулганский антиклинорий располагается в меридиональной части Верхоянского хребта, к юго-западу от Быковского антиклинория. Он занимает территорию в бассейнах рек Джарджан, Менкере и Собопол и прослеживается с севера на юг на расстояние более 250 км при ширине от 60 до 75 км. Антиклинорий имеет выдержанное меридиональное простирание, но несколько смещен к западу по отношению к осевой линии Верхоянского мегантиклинория.

Сводовая часть Орулганского антиклинория почти плоская; наклон зеркала складчатости в сторону крыльев составляет всего несколько градусов. Его западное крыло по отложениям перми наклонено под углами 10—15°, а по нижнемезозойским отложениям — до 25° (Атласов, 1961; Лейпциг, Панов, 1960). Падение восточного крыла в целом не превышает 5—7°. Антиклинорий осложнен серией крупных параллельных антиклинальных и синклинальных структур протяженностью от 50—60 до 200 км. Обычно антиклинали коробчатого строения, реже островершинные, асимметричные, шириной до 20 км, с более крутыми (до 70°) западными и пологими (35—45°) восточными крыльями. Амплитуда складок достигает 2000—2500 м. В их строении участвуют в основном отложения каменноугольного возраста, а в пределах крайней западной складки — Агакуканской антиклинали — по надвигу выведены отложения девонского и нижнекаменноугольного возраста. Своды и крылья антиклиналей осложнены мелкими складками небольшой амплитуды и протяженности, которые сопровождаются иногда согласными разрывами с амплитудой до 100 м. К сводовой части антиклинория приурочены также многочисленные силлы и дайки диабазов.

В северной и южной периклинальных зонах антиклинория происходит резкое погружение шарниров антиклинальных структур и их виргация, но отдельные крупные складки прослеживаются за пределы антиклинория, например Саханджинская структура. Особенно резко замыкание этих структур выражено на южной периклинали, в бассейне р. Собопол, где шарниры всех складок примерно на одной линии резко погружаются, образуя поперечную флексуру амплитудой до 700—800 м.

Синклинальные складки свода антиклинория узкие, щелевидные, шириной от 5 до 15 км или брахиформные, асимметричные, с плоским дном и крутыми крыльями. В их строении участвуют отложения верхних горизонтов каменноугольной системы и нижнепермские образования.

На крутом западном крыле антиклинория развиты узкие линейные складки небольшой протяженности, обычно асимметричные, с вертикальным падением пород на западных крыльях, иногда опрокинутые к западу. Складки осложнены многочисленными разрывными нарушениями, из которых наиболее распространены согласные взбросы и надвиги с амплитудами перемещения крыльев от 200—400 до 2000—4000 м. Реже устанавливаются сбросы, взбросы, секущие по отношению к складчатым дислокациям, а также сбросо-сдвиги. Эта зона линейных складок и дизъюнктивных нарушений является ограничением с запада Верхоянского мегантиклинория.

Восточное крыло Орулганского антиклинория построено значительно проще. Здесь развиты достаточно простые по строению, протяженные складки, несколько асимметричные, с углами падения на крыльях от 30—40 до 15—25°, частично с восточной вергентностью (Виноградов, 1965). Восточнее, в верховьях р. Собопол, крыло ограничивается четко выраженным флексурным перегибом меридионального простирания, осложненным продольными разрывами.

К востоку от Собопольской (Имтачанской) флексуры расположена территория, приуроченная к восточной части Верхоянского мегантиклинория, которая относится к самостоятельной тектонической зоне. В ее пределах наблюдаются простые складки шириной до 20 км и протяженностью от 50—60 до 150 км. Антиклинальные структуры являются коробчатыми и островершинными, иногда несколько асимметричными. Углы падения крыльев колеблются от 15—20 до 40°. Синклинальные складки выражены широкими корытообразными и брахиформными структурами. В них породы залегают практически горизонтально. Зеркало складчатости, как и в пределах Орулганского антиклинория, является почти горизонтальным и только в краевой части мегантиклинория при переходе к Сартанскому синклинорию оно приобретает падение до 10°. Шарниры складок этой зоны в отличие от складок Орулганского антиклинория очень полого погружаются на север. В северном направлении отмечаются изменения простираний складчатых структур. На юге они меридиональны и параллельны Собопольской флексуре, а на севере, в бассейне р. Омолой, приобретают север-северо-восточное простирание, не совпадающее с общим простиранием Верхоянского мегантиклинория. И. П. Атласовым (1961) и Л. А. Снятковым описанная часть мегантиклинория выделялась в качестве области слабых дислокаций. Эта группа складок мегантиклинория является продолжением структур Эчийского антиклинория. Возможным продолжением их на северо-востоке могут быть складки Куларского хребта.

### *Эчийский антиклинорий*

Эчийский антиклинорий, выделяемый иногда под названием Центрального (Лейпциг, 1962) или Куранахского, расположен юго-восточнее Орулганского антиклинория в центральной части Верхоянского хребта. Антиклинорий прослеживается от верховьев р. Ундюлюнг до верховьев рек Саханджа и Нера на расстоянии 200—220 км и имеет ширину около 100 км. В северной части его простирание близко к меридиональному, а на юге — север-северо-западное.

На своде Эчийского антиклинория выделяются Имтанджинская, Эндыбальская и Нерская антиклинальные складки, разделенные узкими синклинальными прогибами. Протяженность их более 120 км, ширина до 30 км. Они имеют симметричную коробчатую форму с широким плоским сводом, падение пород на крыльях достигает 30—35°. Своды складок, сложенные породами каменноугольного возраста, нередко еще осложнены дополнительными складками. На севере простирание этих структур меридиональное (азимут 350°), на юге оно изменяется до север-северо-западного (320—330°). Их шарниры ундулируют по простиранию. Наиболее высокое положение шарниров устанавливается в бассейне р. Эчий, где в сводах складок появляются нижние горизонты каменноугольных отложений верхоянского комплекса. К этой части антиклинория приурочены и основные интрузии гранитоидов складчатой области, в том числе крупные Хобояту-Эчийский и Джетаньинский массивы. В сводах антиклиналей известны также мелкие штокообразные тела, многочисленные мелкие жильные тела и поля роговиков, свя-

зываемые с интрузиями, не вскрытыми эрозией, а также проявления полиметаллов. К северу и югу наблюдается общее погружение шарниров всех структур антиклинория, сначала весьма пологое, а затем, в периклинальных частях антиклинория, более резкое под углом до 10—12°.

Синклинальные структуры свода, выполненные нижнепермскими отложениями, узкие и щелевидные в центральной части антиклинория, к югу и северу в связи с погружением шарниров постепенно расширяются, приобретая коробчатую форму. Синклинали характеризуются симметричным строением, крутыми крыльями и развитием мелкой складчатости, особенно интенсивной в сланцевых толщах.

Погружение шарниров складок на окончаниях антиклинория, как и на юге Орулганского антиклинория, происходит примерно на одной линии и связано с поперечными флексурными перегибами складчатой области. В бассейне рек Байлыки и Тумара выделяются две подобные флексуры субширотного простирания, первая из которых ограничивает распространение в пределах Эчийского антиклинория каменноугольных пород, а вторая — нижнепермских.

Отдельные структуры свода антиклинория прослеживаются и за пределы указанных флексур в область Тумаринского поперечного прогиба и на восточный склон Верхоянского хребта, в бассейн р. Бынтай.

Восточное крыло Эчийского антиклинория сложено простыми антиклинальными и синклинальными складками протяженностью свыше 200 км, в строении которых участвуют породы пермского возраста. Антиклинали коробчатой и арочной формы, реже гребневидные, обычно симметричные, с углами падения крыльев до 30—40°. Отдельные складки наклонены к востоку в сторону Сартангского синклинория.

Простое строение имеет и западное крыло Эчийского антиклинория. Оно сложено в основном породами пермского возраста, дислоцированными в небольшие складки. Обычно складки коробчатой формы, симметричные, иногда слегка наклонены на запад. В западной части крыла располагается несколько более крупных антиклиналей, образованных в своде породами верхнего карбона и нижней перми. В бассейне р. Бегиджян выделяется многовершинная асимметричная Кучунская антиклиналь с падением пород на ее крутом западном крыле до 70—75°, а в бассейне р. Дянышка отмечается Кюндедейская островершинная складка.

На юге, в бассейне р. Тумара, происходит общее погружение шарниров складчатых структур свода Эчийского антиклинория в сторону Тумаринского поперечного прогиба. Эта отрицательная структура, выполненная отложениями мезозоя, вдается в складчатую область со стороны Алданского краевого прогиба, прослеживается до приосевой зоны мегантиклинория и разделяет Эчийский и Алданский антиклинории. Границы Тумаринского прогиба неровные и определяются флексурными перегибами, которые наиболее резко выражены вдоль северной границы прогиба и, несомненно, связаны с разломом в фундаменте складчатой области.

### *Алданский антиклинорий*

Алданский антиклинорий находится в южной части Верхоянского мегантиклинория и занимает территорию Верхоянского хребта на правобережье р. Алдан.

Антиклинорий не имеет четко выраженных периклинальных окончаний: его крайние западные складки переходят на восточное крыло Эчийского антиклинория, а восточные заканчиваются на краевой моноклинали, отделяющей складчатую область от Алданского прогиба.

В целом складки Алданского антиклинория образуют крупную левую виргацию, которая на северо-западе кулисообразно примыкает к структурам Эчийского антиклинория, а на юго-востоке — к Сетте-Дабанскому горст-антиклинорию.

Складки, образующие Алданский антиклинорий, весьма разнообразны по строению. Наиболее типичны узкие линейные структуры длиной 40—70 км, иногда до 100—150 км, при ширине до 25 км. Они имеют северо-западное простирание, обычно асимметричные, с небольшим наклоном осевой поверхности к юго-западу. Складки кулисообразно примыкают друг к другу, образуя отдельные пучки, пересекающие под небольшим углом сводовую часть антиклинория. В соответствии с этим шарниры большинства структур полого воздымаются от крыльев антиклинория к его своду, где развиты наиболее древние породы верхоянского комплекса — верхнекаменноугольные и нижнепермские.

По данным А. В. Вихерта, в пределах антиклинория устанавливается зональность в распределении структур различного типа. На юге, в бассейне правых притоков р. Алдан, им выделены зоны крупных коробчатых и столбообразных складок, образующие южное крыло антиклинория. Складки этих зон имеют относительно небольшую протяженность (до 40—50 км), асимметричны. Углы падения на северо-восточных крыльях антиклиналей колеблются в интервале 10—30°, тогда как на юго-западных крыльях достигают 70—90°. Пологие крылья осложнены мелкими второстепенными складками, а крутые крылья — небольшими по амплитуде надвигами с падением сместителя к северо-востоку.

Для сводовой части антиклинория характерно развитие линейных наклонных и симметричных коробчатых складок протяженностью более 40 км при ширине от 7—8 до 20 км. Амплитуда их 1500—2500 м. Углы падения на крыльях составляют 40—55°. Своды и крылья структур осложнены мелкими второстепенными складками протяженностью до 5 км и амплитудой 300—500 м. В связи с этим отдельные антиклинали имеют многовершинное строение. Мелкие складки с углами падения на крыльях до 80° наблюдаются также в пределах синклинальных прогибов.

На северо-восточном крыле антиклинория, по наблюдениям Ю. П. Ивенсена, А. В. Вихерта и др., развиты антиклинальные складки коробчатой и гребневидной формы и узкие синклинали, которые Л. А. Мусалитиным рассматриваются в качестве горст-антиклиналей и глубоких грабен-синклиналей. Эти структуры протяженностью от 10—15 до 40 км несколько асимметричны, с более крутыми юго-западными крыльями. Углы падения на крыльях изменяются от 30 до 65°. Местами складки осложнены продольными взбросами или субпараллельными сбросо-сдвигами с горизонтальной амплитудой перемещения, по данным Л. А. Мусалитина, до 10 000—15 000 м и вертикальными перемещениями крыльев до 3000—4000 м.

Таким образом, Верхоянский мегантиклинорий представляет собой весьма сложную складчатую структуру, части которой существенно различаются по тектоническому строению. В отдельных зонах он выражен симметричной антиклинальной структурой с развитием линейной складчатости геосинклинального типа, тогда как в других зонах — резко асимметричен и имеет ступенчатое «блоковое» строение, связанное с разломами, и характеризуется относительно простыми складчатыми структурами. Выделенные в пределах мегантиклинория четыре антиклинория также различны по строению. Если Эчийский и Быковский антиклинории могут рассматриваться в качестве структур, типичных для складчатых областей, то Алданский относится к такого типа структурам

только условно, а Орулганский антиклинорий с плоским широким сводом и крупными простыми складками несомненно является структурой иного типа.

Как общая конфигурация Верхоянского мегантиклинория, так и положение в его пределах отдельных антиклинориев и ряда других структур контролируются системами крупных разломов древнего заложения, часть из которых может рассматриваться в качестве глубинных. Наиболее четко выражена система меридиональных разрывов. Глубинным разломом этого простирания определяется прежде всего строго линейная западная граница мегантиклинория, в междуречье Джарджана и Дяньшики. Этот разлом в фундаменте геосинклинали контролирует распределение фаций и мощности отложений верхоянского комплекса, а также проявления основного вулканизма в раннетриасовую эпоху. В современной складчатой структуре района ему соответствуют крупная флексура — краевая моноклираль складчатой области, узкие зоны интенсивной складчатости и многочисленные продольные разрывные нарушения, из которых наиболее характерными являются протяженные надвиги.

Разломами этой системы обусловлено формирование Собопольской флексуры, ограничивающей Орулганский антиклинорий с востока, мелких флексур, отделяющих с запада сводовую часть Эчийского антиклинория, а также прочих более мелких структур, развитых в северной части Верхоянья. По данным В. М. Лазуркина и В. А. Виноградова, глубинный разлом меридионального простирания контролирует положение и восточной границы Верхоянского мегантиклинория в его северной части.

Вторая система разломов, проявившаяся в северной части Верхоянья, имеет северо-западное простирание. Эти нарушения часто фиксируются на восточном склоне Анабарской антеклизы, где ограничивают Кютингдинский прогиб (Виноградов, 1965). Они выявляются по геофизическим данным в основании Приверхоянского прогиба и имеют четкое структурное выражение в складчатой области. Системой этих разрывов прежде всего контролируются поворот на северо-запад Быковского антиклинория и положение северной и южной периклиналей Орулганского антиклинория. В складчатой области эти нарушения выражаются в виде крупных прямолинейных флексур, диагональных по отношению к мегантиклинорию, в пределах которых происходит резкое погружение шарниров складок и замыкание части складчатых структур.

Эти разломы также контролируют размещение складчатых структур, иногда распределение фаций и мощности отложений верхоянского комплекса, положение интрузий и рудных проявлений и т. д.

В южной части мегантиклинория резко выражена система субширотных разломов в фундаменте, которыми обусловлены флексуры на южном окончании Эчийского антиклинория, Тумаринская флексура, ограничивающая одноименный прогиб с севера, и др. Эта система разломов контролирует, вероятно, положение южного крыла Алданского антиклинория. Заложения большинства этих разломов относятся к начальной стадии развития Верхоянской геосинклинали, а интенсивные движения в ряде из них четко фиксируются по распределению мощностей пермских пород и проявлению нижнетриасового основного магматизма. Последние интенсивные движения по этим разломам относятся к послепермскому времени, к эпохе возникновения складчатой области, когда произошло формирование краевых моноклиналей, зон интенсивной складчатости и разрывных нарушений.

## Лено-Анабарская зона антиклинальных складок

К Лено-Анабарской зоне складок относится серия крупных антиклинальных поднятий, протягивающихся вдоль побережья моря Лаптевых от устья р. Лена до Анабарской губы. Антиклинальные складки зоны имеют запад-северо-западное простирание. Со складками Северного Верхоянья они образуют общую систему структур, огибающую с северо-востока и севера Анабарскую антеклизу Сибирской платформы, отделяясь от последней Лено-Анабарским прогибом.

Лено-Анабарская зона складок представлена тремя крупными антиклинальными структурами протяженностью от 100 до 120 км, которые разделяются небольшими поперечными синклинальными прогибами. Эти складки описываются в литературе как небольшие антиклинории — мегантиклинории, либо сложные антиклинали — мегантиклинали. Соответственно выделены мегантиклинали Оленекской протоки, Усть-Оленекская и кряжа Прончищева, а также Тигяно-Анабарская антиклиналь.

Крайняя восточная антиклинальная структура рассматриваемой зоны — мегантиклиналь Оленекской протоки — представляет собой узкое поднятие, протягивающееся вдоль Оленекской протоки дельты Лены на расстояние до 120 км, и выраженное на левобережье протоки частью свода и юго-западным крылом. Северо-восточное крыло структуры опущено и перекрыто современными отложениями р. Лена. Судя по распределению меловых пород, слагающих крылья мегантиклинали, она представляется в виде линейной складки, в сводовой части которой выделяется ряд самостоятельных антиклинальных структур второго порядка.

На востоке мегантиклинали находится Дюлюнгская антиклиналь. В ее своде обнажаются породы перми и триаса. Они смяты в интенсивные складки, имеющие протяженность от 2—3 до 10—12 км. Складки асимметричны и углы падения на крыльях достигают 50—60°. Более крутыми являются северные крылья. Однако отложения юрского возраста в пределах юго-западного крыла структуры дислоцированы в меньшей степени и их пласты имеют падение 30—35°, а пласты меловых пород залегают еще положе — до 10—15°.

В западной части мегантиклинали выделяются Содоумская и Безымянная складки протяженностью до 20—25 км, кулисообразно прилегающие к Дюлюнгской антиклинали. Амплитуда этих поднятий значительно меньшая, чем у Дюлюнгской складки, в их сводах обнажаются породы триаса и нижней юры. Складки асимметричные, с падением крыльев до 20—25°, с более крутыми северными крыльями.

Западным ограничением мегантиклинали является небольшая брахиформная синклинальная складка северо-западного простирания, vyplненная отложениями нижнего мела. На юге эта структура открывается в сторону Лено-Анабарского прогиба, а к северу она замыкается. Последнее четко фиксируется в районе побережья моря Лаптевых, причем в ряде участков отмечается устойчивое воздымание слоев к северу, в результате чего в строении побережья участвуют осадки не только юрского возраста, но и всего триаса. Несомненно, это свидетельствует о развитии к северу от Лено-Анабарской зоны антиклинальных складок других крупных складчатых структур, опущенных в настоящее время под уровень моря Лаптевых. Именно эти структуры могут являться продолжением к северо-западу мегантиклинали Оленекской протоки или структур Быковского антиклинория.

Усть-Оленекская мегантиклиналь приурочена к нижнему течению р. Оленек. Она имеет протяженность более 100 км, ширину 25—30 км.



По отложениям нижнего мела это единая линейная структура с четко выраженными сводом и восточной периклиналью. Складка асимметрична и ее северное крыло несколько круче юго-западного. Оно осложнено многочисленными разрывами, из которых наиболее крупным является продольный взбросо-сдвиг, с вертикальной амплитудой перемещения крыльев до 250—400 м.

Сводовая часть мегантиклинали представлена кулисообразно расположенными тремя синклиналильными и четырьмя антиклинальными складками, образующими расходящийся к северо-западу пучок структур. Наиболее полно обнажены и изучены южные антиклинали — Усть-Оленекская и Улахан-Юряхская. Складки протяженностью до 70—80 км, шириной 5—15 км, асимметричные, с крутыми (30—65°) северными и пологими (15—35°) южными крыльями. В поперечном профиле они имеют сундучное строение. Их неширокие своды, сложенные породами триаса, характеризуются почти горизонтальным залеганием слоев, тогда как на крыльях отмечается возрастание падения до вертикального и запрокинутого. Так, на северном крыле Улахан-Юряхской складки падения нижнетриасовых пород достигают 25—55°, а среднетриасовых — близких к 90°. Далее происходит выполаживание слоев до 30° в отложениях лейаса и до 7—10° — в верхнеюрских и меловых осадках. Аналогичное строение имеют и другие, меньшие по размерам антиклинали, крутые северные крылья которых осложнены небольшими надрывами и сбросами с амплитудой не более 200—250 м.

Мегантиклиналь кряжа Прончищева расположена к северо-западу от Усть-Оленекской структуры и отделена от нее обширной депрессией, выполненной четвертичными отложениями. Она протягивается на расстоянии 120 км от р. Чайдах-Юрях до Анабарского залива. Эта линейная структура сложена породами перми, триаса, юры и мела. Часть свода, северного крыла и восточного окончания структуры перекрыты четвертичными отложениями. Складка, судя по южному крылу, имеет сундучное строение. Пласты пермских пород, слагающие присводовую часть крыла, имеют южное падение под углом 3—5°, в среднетриасовых отложениях углы падения возрастают до 60—80°, а в перекрывающих юрских и меловых породах вновь выполаживаются до 5—10°.

В западной части мегантиклинали, вблизи побережья Анабарского залива, расположено несколько простых брахиформных и куполовидных складок (Эргя-Юряхская, Бусхаинская), сложенных в сводах породами триаса и юры. Часть из них протягивается далее на запад и уходит под воды Анабарского залива. Непосредственным продолжением этих складок на западном берегу залива являются структуры Тигяно-Анабарской антиклинали, рассматриваемые обычно в составе Хатангской впадины. Некоторые складки также имеют сундучную форму, асимметричны, их крутые северные крылья осложнены сбросами с амплитудой перемещения до первых сотен метров.

Самой западной складкой структур северного обрамления Сибирской платформы, входящих в пределы Западной Якутии, является Тигяно-Анабарская антиклиналь. По отложениям нижнего мела она представляет собой поднятие, протягивающееся на расстояние 70—75 км от Анабарского залива до р. Тигян-Юрях. По данным М. К. Калинко (1959), Т. М. Емельянцева и др., складка представляет собой простую по форме антиклиналь северо-западного простирания, шириной от 5—6 до 20 км, сложенную в своде отложениями триаса и юры. В западном направлении шарнир складки резко погружается и в бассейне р. Тигян-Юрях, вблизи побережья Хатангского залива, она заканчивается. На востоке, как отмечалось, антиклиналь примыкает к западным структурам кряжа Прончищева, от которых, по мнению ряда исследователей,

она отделена разломом и небольшим синклинальным перегибом. Этот перегиб не является, вероятно, самостоятельной структурой, а обусловлен ундуляцией шарнира Тигяно-Анабарской антиклинали.

По данным М. К. Калинко, в своде Тигяно-Анабарской антиклинали выделяется до восьми небольших самостоятельных поднятий амплитудой 300—500 м. Они асимметричны, с падением пластов от 30 до 2—3°. Более крутыми являются южные крылья. Складки осложнены продольными и поперечными разрывами с амплитудой до 300 м.

На южном крыле Тигяно-Анабарской антиклинали находится небольшая Южно-Тигянская антиклиналь, сложенная в своде отложениями юры. Западнее, но уже за пределами Западной Якутии, располагается Усть-Тигянский купол, связанный с проявлениями соляной тектоники.

### Сетте-Дабанский горст-антиклинорий

Ранее уже отмечалось, что Верхоянский мегантиклинорий не имеет на юге четко выраженного периклинального окончания и его краевые складки сменяются кулисообразно расположенными структурами Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Эти два крупных антиклинальных сооружения смыкаются в бассейне р. Томпо так, что часть складок Алданского антиклинория и Сартангского синклинория продолжают в пределах хр. Сетте-Дабан, а отдельные разломы горст-антиклинория прослеживаются в складчатых структурах Верхоянья. Это свидетельствует не только о пространственной связи, но и о генетической близости указанных структур. С другой стороны, Сетте-Дабанский горст-антиклинорий отличается от Верхоянского мегантиклинория некоторыми особенностями тектонического строения, что позволяет считать его самостоятельной структурой мезозойд Верхояно-Колымской складчатой области. В связи с этим Т. С. Кирусенко (1959) рассматривает горст-антиклинорий как структуру, возникшую в мезозое в результате интенсивной переработки восточного края Сибирской платформы. Противоположное суждение высказано К. Б. Мокшанцевым, В. С. Гусевым и другими исследователями (Мокшанцев и др., 1964), которые в истории развития Сетте-Дабана устанавливают байкальский палеозойский и мезозойский геосинклинальные этапы, а горст-антиклинорий рассматривается в качестве антиклинорийной структуры Верхоянской антиклинальной зоны, аналогичной Орулганскому и другим ее антиклинориям. Наряду с этими крайними взглядами существуют мнения о платформенном допалеозойском и геосинклинальном палеозойском развитии горст-антиклинория, о существовании геосинклинального режима в палеозое только в восточных районах этой структуры, о значении в развитии структуры только мезозойских движений и т. д. (Спрингис, 1958 и др.). Ю. М. Пушаровский (1957) также указывает на геосинклинальное развитие Сетте-Дабана в нижнем — среднем палеозое, но рассматривает горст-антиклинорий в системе мезозойских структур Верхояно-Колымской складчатой области в качестве самостоятельного элемента — краевой геантиклинали, не относящейся к структурам Верхоянского мегантиклинория. Принятая нами трактовка структуры и истории развития горст-антиклинория отличается от ранее высказанных представлений, хотя и содержит ряд положений, развиваемых Ю. М. Пушаровским, Т. С. Кирусенко, К. К. Левашевым.

Сетте-Дабанский горст-антиклинорий представляет собой сложные глыбово-складчатые поднятия меридионального простирания, которые занимают территорию одноименного хребта и прослеживаются в Западной Якутии на правом берегу р. Алдан на расстояние более 400 км от

бассейна р. Томпо до р. Юдома. С востока горст-антиклинорий ограничен Южно-Верхоянским синклинирием Верхояно-Колымской складчатой области, причем граница между этими структурами подчеркивается крупными разломами. На западе, в бассейне рек Томпо и Вост. Хандыга, он ограничен Алданским краевым прогибом, а южнее примыкает к Кыллахскому поднятию Алданской антеклизы. Западная граница горст-антиклинория также контролируется крупными разломами. В пределах горст-антиклинория выделяются три различных по строению участка: северный, центральный и южный.

Северная часть горст-антиклинория, занимающая бассейны рек Томпо, Вост. Хандыга и Тыры, — крупное асимметричное поднятие, имеющее в плане серпообразную форму. На юге простирается близко к меридиональному, а севернее она, постепенно отклоняясь к западу, приобретает северо-западную ориентировку, близкую к простираанию складчатых структур Алданского антиклинория.

Западная граница этой структуры выражена Томпонским и Томпорукским разломами, по которым породы кембрия и ордовика западного крыла горст-антиклинория контактируют с мезозойскими отложениями Приверхоянского прогиба и верхоянского комплекса Алданского антиклинория. К востоку нижнепалеозойские породы горст-антиклинория погружаются, и на восточном его крыле развиты в основном толщи силурийского, девонского и каменноугольного возраста. Более пологое погружение структуры отмечается и в северном направлении, где в бассейне р. Томпо среднепалеозойские отложения Сетте-Дабана перекрываются породами верхоянского комплекса. Протяженные субпараллельные разломы являются наиболее характерными структурами горст-антиклинория, контролирующими не только его конфигурацию, но и особенности строения большинства структур второго порядка. На юге эти нарушения прослеживаются в меридиональном направлении, а севернее приобретают северо-западное простираание. Амплитуды перемещения крыльев по разломам достигают 2000—3000 м.

В бассейне р. Вост. Хандыга в северной части горст-антиклинория выделяются три крупных блока, или зоны. К востоку от Томпорукского (Краевого) разлома находится блок шириной 15—20 км, сложенный породами кембрия и ордовика. Пласты кембрийских пород наклонены к востоку под углами 40—65°, а ордовикские слои, развитые несколько восточнее, залегают полого. Еще восточнее располагается второй блок, сложенный породами от среднего кембрия до верхнего ордовика, пласты которых достаточно круто погружаются в восточном направлении. В. А. Ивановым, М. Г. Зиновьевым и другими исследователями эти блоки хр. Сетте-Дабан рассматриваются в качестве крупных синклиналильных структур, в мульдах которых наблюдаются интенсивно дислоцированные отложения ордовика, а на крыльях, ограниченных разломами, отложения кембрия. Следует отметить, что выделение в пределах Сетте-Дабана, к югу от р. Вост. Хандыга, пликтивных структур является условным, так как здесь «синклиналильные структуры» не имеют четко выраженных восточных крыльев. Не всегда удается выделить какие-либо антиклинальные поднятия, разделяющие синклинали, в блоках также не фиксируется ни замков складок, ни окончаний структур. Несомненно, что движения по разломам были основными и определяли формирование современной структуры горст-антиклинория.

Третий, восточный блок имеет сложное глыбово-складчатое строение. В бассейне р. Вост. Хандыга его ширина 18—20 км. Слагается блок породами от нижнего ордовика до верхнего карбона, которые разломами расчленены на отдельные мелкие блоки. В некоторых крупных блоках фиксируются реликты сводов и периклинальных окончаний

складчатых структур. По отдельным блокам намечаются по крайней мере четыре крупные, интенсивно разбитые разломами, антиклинальные и синклиналильные структуры. В своде структуры породы залегают полого с восточным или северо-восточным падением под углами  $5-8^\circ$ , а на крыльях — от  $20-25$  до  $45^\circ$ .

В бассейне р. Вост. Хандыга Сетте-Дабанский горст-антиклинорий характеризуется неодинаковым строением. Если его западная и центральная части являются по существу глыбовыми, то восточное крыло складчато-глыбовое. Движения по многочисленным разломам усложнили строение этого крыла, но не привели к полной переработке первоначально возникших здесь складчатых структур.

К югу и северу от р. Вост. Хандыга происходят некоторые изменения в строении северной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория. В южном направлении наблюдается постепенное выклинивание структур восточного крыла. В бассейне р. Тыры это крыло представляет собой блок шириной  $3-4$  км, сложенный породами силура и девона. Ширина горст-антиклинория сокращается до  $40-45$  км, и структура в большей мере приобретает характер глыбовой. К северу от р. Вост. Хандыга наблюдается постепенная смена блоковых структур складчатыми. В западном и центральном блоках по мере их погружения получают все более ясное выражение крупные асимметричные синклинали с плоскими, наклоненными к северо-востоку днищами и разделяющие их приразломные антиклинали.

Наиболее четко складчатые структуры выражены в бассейне р. Томпо на периклинали горст-антиклинория. В этом районе выделяется несколько асимметричных антиклиналей гребневидной и стулообразной формы, сложенных в своде отложениями ордовикского или силурийского возраста. Они располагаются на продолжении разломов и приразломных складок, разделяющих блоки горст-антиклинория. Синклиналильные структуры района асимметричны, часто щелевидной формы. В наиболее изученной Джалакской синклинали, имеющей ширину  $8-10$  км и протяженность свыше  $30$  км, углы падения пластов на крутом юго-западном крыле составляют  $80-85^\circ$ , а на пологом северо-восточном — от  $30$  до  $60^\circ$ . В строении синклиналей участвуют отложения силура, девона, нижнего карбона и породы верхоянского комплекса. На погружении этих складок, на правобережье р. Томпо, фиксируется согласное залегание отложений и отсутствие какого-либо структурного несогласия между карбонатными толщами среднего палеозоя и верхоянским комплексом, что свидетельствует о проявлении одной фазы складчатых движений.

Средняя часть Сетте-Дабанского горст-антиклинория, расположенная в междуречье Тыры и Аллах-Юня, также имеет блоковое строение. На востоке горст-антиклинорий отделен от Южно-Верхоянского синклинория системой сближенных параллельных сбросо-сдвигов меридионального простираения, выделяемых иногда в Восточно-Сетте-Дабанский разлом. На западе структура примыкает к Кыллахскому поднятию Алданской антеклизы, от которого также отделяется системой параллельных разломов. Западная граница горст-антиклинория проводится по-разному. Большинство исследователей Кыллахское поднятие рассматривается в качестве структуры Сибирской платформы (Пушаровский, 1957; Кирусенко, 1959), но в это поднятие нередко объединяются различные структуры. Обычно к нему относятся три приразломные складки (Усть-Сахаринская и др.) и Горностахская антиклиналь, но некоторые геологи включают последнюю в состав Сетте-Дабанского горст-антиклинория и рассматривают ее в качестве его свода (В. А. Иванов). Эти расхождения в сочетании указанных структур обусловлены тем,

что разделение структур в значительной мере условно, и они обладают общими чертами как в тектоническом строении, так и в истории развития.

Несомненно, что территории Кыллахского поднятия и юго-западных районов Сетте-Дабана начиная с верхнего протерозоя развивались в одном плане, а возникшие здесь в конце мезозоя складчатые структуры однотипны и связаны с движениями крупных блоков по разломам. Таким образом, различия между указанными структурами имеют не исторический характер, а определяются в основном выражением их современных структурных планов.

К Сетте-Дабанскому горст-антиклинорию следует относить узкую субмеридионального простирания структуру с присущим ей блоковым строением, расположенную к востоку от Горностахской антиклинали. Граница между ними определяется по протягивающемуся сюда с севера Томпорокскому (Краевому) разлому, разломам Бурхалинской ступени и Джужатскому разлому.

Итак, средняя часть Сетте-Дабанского горст-антиклинория представляет собой узкую линейную структуру шириной до 40 км, значительно приподнятую относительно северной территории. В ее строении наряду с породами палеозоя участвуют отложения среднего и верхнего протерозоя, которые также проявляются в Кыллахском поднятии. Здесь в горст-антиклинории выделяются разделенные разломами три блока — Бурхалинский блок (или ступень), Хотунская и Сэтаньинская антиклинали. Эти структуры по простиранию замещают западный и центральный блоки северной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория.

Бурхалинский блок шириной от 10 до 14 км примыкает с востока к восточному крылу Горностахской антиклинали Кыллахского поднятия и состоит из серии узких второстепенных блоков и структур, возникших в результате движений по меридиональным разломам. Этот блок сложен породами верхнего протерозоя и кембрия, пласты которых круто наклонены к востоку под углами от 30 до 50°. Общая амплитуда поднятия относительно Горностахской складки составляет 500—600 м, а перемещения по отдельным разломам, в пределах которых иногда контактируют протерозойские и среднекембрийские отложения, достигают 1000 м.

В восточной части Бурхалинского блока выделяется зона интенсивного смятия пород (Бурхалинская ступень) шириной 5—7 км, ограниченная с востока Бурхалинским разломом (В. А. Иванов). Ступень четко фиксируется в средней и южной частях горст-антиклинория и прослеживается на расстояние до 200 км. Породы среднего кембрия, слагающие ее, круто наклонены к востоку (до 80—85°), разбиты многочисленными нарушениями и собраны в сложные складки амплитудой до десятков, реже первых сотен метров. Подобной интенсивной складчатости не отмечается в других зонах горст-антиклинория, как в более молодых, так и в древних комплексах. Это позволяет рассматривать Бурхалинскую ступень в качестве самостоятельного элемента горст-антиклинория — зоны интенсивного смятия пород, связанной с региональным Бурхалинским разломом.

Восточнее Бурхалинского разлома располагается второй крупный блок. Эта крупная складка, названная Хотунской, имеет ширину 7—9 км и длину до 160 км. В ее присводовой части распространены породы среднего ордовика, залегающие горизонтально или слабо наклонно с углами падения 5—10°, а крылья складки сложены нижеордовикскими и средне-верхнекембрийскими отложениями с углами падения от 55 до 90°. Крылья и центральная часть складки осложнены продольными разрывами.

Крайний восточный блок шириной 8—11 км представлен гребневидной, опрокинутой к востоку Сэтаньинской антиклиналью, сложенной в своде отложениями среднего кембрия. Свод складки осложнен крупными продольными разрывами, по которым западная часть структуры относительно приподнята. В строении западного крыла принимают участие породы верхнего кембрия, наклоненные к западу под углами от 50—75° до вертикальных. Восточное крыло шириной до 6—7 км, сложено породами от кембрийских до нижнекаменноугольных включительно, которые, как и в пределах свода, имеют устойчивое западное падение с углами от 40 до 80°.

Южная часть Сетте-Дабанского горст-антиклинория, расположенная в междуречье Аллах-Юнь—Юдома, построена сложнее. Здесь горст-антиклинорий также представлен приподнятым блоком докембрийских и палеозойских пород шириной до 60 км, отделенным от прилегающих структур крупными разломами. Западным его ограничением является Джукатский разлом, а восточным — Аллах-Юньский разлом. Как и на севере, структура асимметрична, наиболее древние докембрийские породы вскрываются в ее западной части. Выделяется 5—6 обособленных разломами блоков. Два западных блока, расположенных к востоку от Джукатского разлома, характеризуются достаточно простым строением. Протерозойские породы слагают западные наиболее приподнятые части блоков и наклонены к востоку до 40—55°. Кембрийские и юрские отложения, обнажающиеся в восточных частях блоков, имеют углы падения около 10—15°. Помимо того, кембрийские отложения осложнены складками небольшой амплитуды и разломами. В общем, эти блоки горст-антиклинория построены аналогично Усть-Сахаринской антиклинали Кыллахского поднятия, которая в бассейне р. Юдома вплотную примыкает к западу к структурам Сетте-Дабана.

Восточнее располагается узкая, шириной 7—8,5 км, Бурхалинская ступень, протягивающаяся сюда с севера. Она ограничена с востока Бурхалинским разломом. Как и на севере, структура образована интенсивно дислоцированными отложениями среднего кембрия. В бассейне р. Аллах-Юнь в пределах ступени развиты мелкие складки сундучной и коробчатой формы, с плоскими сводами и крутыми (50—70°) крыльями. В бассейне р. Юдома наблюдаются крутые острровершинные складки, опрокинутые к западу.

К востоку от Бурхалинского разлома намечается некоторое изменение в строении горст-антиклинория. Наряду с разломами меридионального простирания устанавливаются нарушения, ориентированные в север-северо-восточном и север-северо-западном направлениях, секущие под острым углом меридиональные структуры горст-антиклинория и существенно изменяющие его структурный план. Пересекающие системы разломов образуют многочисленные мелкие блоки. Непосредственно в районе Бурхалинского разлома выделяются два блока — Улахан-Бамский и Унаклинский. Первый из них протяженностью около 60 км и шириной 12—14 км сложен породами протерозоя и кембрия. В южной части он представляет ограниченную разломами моноклинал с восточным падением слоев (15—25°), а в северной — моноклинал, осложненную пологими синклиналными и антиклинальными перегибками. Унаклинский блок, ограниченный Бурхалинским и Баягантайским разломами, имеет протяженность до 50 км и ширину до 16 км. Он сложен кембрийскими и ордовикскими породами, образующими, по данным В. А. Иванова, узкую опрокинутую к западу антиклинальную складку. Пласты ордовикских пород на западном крыле запрокинуты и залегают с восточным падением от 35—50 до 75°. Сводовая часть и крылья складки осложнены продольными разрывами, причем в зонах

разломов отмечаются интенсивная дополнительная мелкая складчатость и иногда опрокинутое залегание слоев.

Расположенный на крайнем востоке Баягантайский блок построен более сложно. Он ограничен Баягантайским и Аллах-Юньским разломами, которые, как и многие мелкие нарушения этого района, имеют север-северо-восточное простирание, секут под острым углом крыло горст-антиклинория и протягиваются на северо-восток на территорию Южно-Верхоянского синклинория. Здесь наблюдаются многочисленные мелкие блоки. В западной части Баягантайского блока, непосредственно примыкающей к Баягантайскому разлому, находится наиболее погруженная его часть — Карликинский грабен. Эта сложная четковидная структура имеет протяженность 80—90 км и ширину 5—6 км. Она состоит из отдельных мелких блоков горизонтально залегающих пород силура и девона. Центральная часть Баягантайского блока состоит преимущественно из мелких изометричной формы грабенов и горстов, сложенных в основном отложениями ордовика. Восточная часть блока, прилегающая к Аллах-Юньскому разлому, выражена сочетанием узких линейных блоков, в которых пласты пород силура и девона круто падают на восток (до 70°). По Аллах-Юньскому разлому эти отложения контактируют с породами верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклинория.

В целом в южной части Сетте-Дабанский горст-антиклинорий также асимметричен и представляет собой типичную блоковую структуру. В отличие от северных районов здесь наиболее четко выражено его ступенчатое строение: западные блоки сложены породами протерозоя и нижнего кембрия, центральный — среднекембрийскими, а восточные (Унаклинский и Баягантайский) — верхнекембрийскими-ордовикскими и силурийскими-девонскими отложениями.

Из особенностей тектонического строения отдельных частей Сетте-Дабанского горст-антиклинория выявляется, что разрывные нарушения представляют наиболее существенные элементы в его современной структуре. Основные разломы Сетте-Дабана имеют субмеридиональное простирание, которое в районе северной периклинали изменяется на северо-западное, параллельное складчатым структурам Алданского антиклинория. Формирование этих нарушений обусловлено общим поднятием горст-антиклинория. Большинство их выражено взбросами, по которым приподняты восточные блоки. Плоскости сместителей нарушений обычно имеют крутое восточное падение под углами до 75—85°. Для крайних западных разломов иногда устанавливаются углы падения сместителей до 50—60°. В районах, примыкающих к Приверхоянскому краевому прогибу, нарушения представлены крутопадающими надвигами северо-восточного падения (около 40°). По этим нарушениям нижнепалеозойские отложения горст-антиклинория надвинуты на юрские и нижнемеловые породы краевого прогиба. Амплитуда вертикального перемещения крыльев разломов обычно составляет 1000—2000 м, а в крайних западных структурах, ограничивающих горст-антиклинорий, определяется от 3000—4000 до 8000—10 000 м. Отдельными исследователями некоторые из этих разрывов классифицируются как взбросо-сдвиги, хотя в настоящее время нет достоверных данных о величине горизонтальной составляющей перемещения и о направлении движения (Кирусенко, 1959).

Как отмечалось, в юго-восточной части хр. Сетте-Дабан четко фиксируется вторая (Аллах-Юньская) система разломов, имеющих север-северо-восточное простирание. Они секут под небольшим углом структуры и восточное крыло горст-антиклинория и прослеживаются на значительные расстояния в Южно-Верхоянском синклинории. Ими созда-

ются мелкоблоковые структуры восточных районов Сетте-Дабана, которые имеют амплитуду перемещения до 1000 м. Большинство из этих нарушений Сетте-Дабанского горст-антиклинория, несомненно, связаны с орогенным этапом развития Верхояно-Колымской геосинклинальной области и относятся к позднемезозойскому времени. Это четко устанавливается прежде всего на северной периклинали горст-антиклинория, где ряд крупных разрывов прослеживается в пределы Алданского антиклинория и Сартангского синклинория и осложняет в их пределах складки, сложенные породами перми и триаса. Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и на востоке горст-антиклинория, где разломы Аллах-Юньского простирания осложняют породы верхоянского комплекса. С движениями по ним связано формирование узких синклинориев, выполненных триасовыми породами. Нижнемеловой или посленижнемеловой возраст разломов устанавливается в зоне сочленения горст-антиклинория с Приверхоянским прогибом.

С другой стороны, часть разломов Сетте-Дабанского горст-антиклинория имеет более древнее заложение. На проявление блоковых движений по ряду разломов в живетском веке указывает прежде всего характер распределения мощностей и фаций в пределах Карликинского грабена, когда сформировалась мощная толща грубых конгломератов. Некоторые разломы сочетаются с дайками диабазов, другие же из них служили подводящими каналами при излиянии основных эффузивов в период от живетского до фаменского веков, возможно до раннекаменноугольной эпохи. Вероятно, уже в конце девона проявились достаточно крупные разрывы, но об амплитуде и характере перемещения крыльев по этим разломам трудно сказать что-либо определенное, однако можно предполагать, что с движениями в конце девонского периода было связано формирование ряда блоковых структур горст-антиклинория, в том числе ряда крупных коробчатой формы антиклиналей, ограниченных разломами (горст-антиклиналей).

Намечается существование и более древних разрывов, движения по которым происходили по крайней мере в раннем палеозое. Одним из таких нарушений является Бурхалинский разлом. Он имеет протяженность более 250 км, сопровождается мощной зоной интенсивно дислоцированных пород кембрия, сериями разрывов и субпараллельных даек диабазов. Разлом контролирует пространственное распределение ордовикских и более молодых отложений; к востоку от него, по данным ряда исследователей, происходит резкое увеличение мощности палеозойских толщ. Это нарушение следует рассматривать в качестве одного из глубинных разломов в данном регионе, предопределивших заложение Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Движения позднемезозойского времени, несомненно, привели к омоложению большинства древних разломов, что и обуславливает трудность их выделения. Со многими крупными разрывами связаны зоны окварцевания, интенсивной обогрешности пород, а с Бурхалинским, Аллах-Юньским, Сэтанынским и др. пространственно связаны россыпные и рудные проявления золота.

### Южно-Верхоянский синклинорий

Южно-Верхоянский синклинорий, впервые выделенный под этим названием Ю. М. Пушаровским (1955), занимает крайнюю юго-западную часть Верхояно-Колымской складчатой области, территорию в бассейнах верхних течений рек Юдома, Аллах-Юнь, Вост. Хандыга и Сунтар. На западе синклинорий примыкает к Сетте-Дабанскому горст-антиклинорию, на востоке — к Охотскому массиву, а на юге замыкается в предгорьях хр. Джугджур. В верхнем течении рек Сунтар и



Вост. Хандыга происходит резкое расширение этой структуры и замещение ее двумя самостоятельными синклиниями, восточный из которых приобретает субширотное простирание, а западный — Сартангский — протягивается в субмеридиональном направлении вдоль восточного склона Верхоянского мегантиклинория.

Синклиний сложен породами от средне-верхнекаменноугольных до среднеюрских. Это обширная мульда шириной 150—180 км, протягивающаяся в субмеридиональном направлении на расстояние более 400 км. По особенностям складчатых структур, характеру проявления разрывных нарушений и интрузивной деятельности в пределах синклинии выделяются три зоны: западная, центральная и восточная.

Западная часть синклинии, примыкающая к Сетте-Дабанскому горст-антиклинорию и отделенная от него, как правило, протяженными разломами, выполнена в основном верхнепалеозойскими породами и характеризуется спокойным залеганием отложений с общим падением их на восток. В пределах этой пологой моноклинали устанавливается ряд осложнений север-северо-восточного простирания, связанных обычно с нарушениями, протягивающимися сюда со стороны горст-антиклинория.

Центральная зона синклинии, выполненная отложениями перми, триаса и юры, характеризуется развитием протяженных складок и нескольких систем разрывных нарушений. Складчатые структуры шириной от 15 до 40 км прослеживаются иногда на расстояние 300—400 км. Обычно они ориентированы под небольшими углами к основному простиранию синклинии. Большинство складок начинаются на западном крыле синклинии, имея север-северо-восточное простирание, откуда протягиваются в его приосевую часть и далее к восточному крылу. Некоторые из этих структур в бассейне р. Сунтар приобретают субширотное простирание, продолжаясь в Верхне-Индигирском синклинии, а несколько крайних западных складок, отклоняясь к западу, уходят в Сартангский синклиний. В этой зоне антиклинальные складки обычно имеют пологие своды, коробчатую или сундучную форму, круто наклоненные крылья. Они разделяются узкими глубокими килевидными синклиналиями, у которых падение на крыльях равно 70—85°. Часть синклинальных структур района тесно связана в своем формировании со сбросами и взбросами север-северо-восточного простирания. Кроме того, в пределах зоны широко распространены разломы широтного и северо-восточного простираний, секущие по отношению к складчатым структурам. Эти разрывы разбивают территорию центральной зоны на многочисленные мелкие, смещенные друг относительно друга блоки, вытянутые в северо-восточном направлении. Горизонтальная амплитуда перемещения по этим разломам достигает 10 000 м и более, а их нарушения являются наиболее молодыми в районе. Они смещают как складчатые структуры, так и разломы север-северо-восточного простирания.

В восточной зоне синклинии, примыкающей к Охотскому массиву, но располагающейся уже за пределами Западной Якутии, выделяются два крупных, ограниченных разломами блока — Сунтар-Лабынкырский и Южный, разделенные Сунтар-Конгорским горстом.

Рассматриваемые структуры Верхояно-Колымской складчатой области являются мезозойскими образованиями. Их формирование связано с заключительным этапом развития Верхояно-Колымской геосинклинали и приурочено, в общем, к концу позднеюрской и раннемеловой эпохам.

Первые проявления тектонических движений в Верхояно-Колымской геосинклинали, в основном эпейрогенического характера, относятся к триасовому периоду. Они были вызваны общим поднятием терри-

тории Сибирской платформы и отдельных прилегающих к ней структур, что находит отражение в разрезе верхоянского комплекса (размыты и несогласия пород основания триаса, среднего — верхнего триаса, конца триаса — начала юры).

Первые движения орогенной стадии развития геосинклинали проявились в позднеюрскую эпоху. По отложениям этой эпохи намечаются формирование на юге региона мезозойского краевого прогиба и, следовательно, относительное поднятие сооружений Верхоянской области, а также возникновение отдельных складчатых структур, в частности складок Китчанского поднятия. К этому времени, вероятно, относится формирование и структур Южно-Верхоянского синклиория.

В Верхоянском мегантиклинории отмечаются и более молодые движения, проявившиеся в раннемеловую эпоху. К этому времени относятся формирование краевого прогиба и возникновение складчатых структур в пределах поперечных поднятий его приплатформенной зоны. Заключительные движения, с которыми связано образование систем надвигов в краевых частях мегантиклинория, были в конце раннемеловой — начале позднемеловой эпох.

Характерно, что ранние фазы складчатости, относящиеся к позднеюрской эпохе, отмечаются только на юге региона. В центральных частях мегантиклинория более четко устанавливаются движения начала раннемеловой эпохи, а в северных районах — второй ее половины. Это находит отражение и в особенностях формирования Приверхоянского краевого прогиба, где заключительная фаза складчатости произошла в конце раннемеловой эпохи. Она проявилась во всех рассматриваемых структурных зонах Верхояно-Колымского складчатой области, а наиболее резко в Сетте-Дабанском горст-антиклинории и в краевых зонах Верхоянского мегантиклинория. С последующими движениями связано общее опускание или поднятие территории, а с новейшим этапом — формирование современных поднятий, получивших четкие выражения в рельефе местности.

### ПАТОМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

Патомская складчатая зона является частью обширной Байкало-Патомской складчатой области, занимающей большую территорию к югу от Сибирской платформы. Ее сооружения протягиваются от р. Чара на востоке до Восточного Саяна на западе. Она принадлежит к северо-восточному окончанию внешнего пояса байкалид общего северо-восточного простирания, образуя входящий угол в платформу. На площади, примыкающей к платформе, эта зона выражена в виде обширной выпуклой к северо-востоку дуги, в пределах которой простирание складчатых структур плавно изменяется от северо-восточного на западе до суб-меридионального на востоке.

В Западную Якутию входит лишь краевая северная часть Патомской складчатой зоны, непосредственно прилегающая к Прибайкальскому краевому прогибу.

На крайнем северо-востоке почти под прямым углом к структурам Патомской складчатой зоны примыкает Уринский антиклинорий — крупная антиклинальная структура северо-восточного простирания, относящаяся к байкальской геосинклинали, которая в связи с некоторыми особенностями строения рассматривается обычно в качестве самостоятельного элемента Патомской складчатой зоны. Изучением этих структур в течение многих лет занимались А. К. Бобров, Н. С. Зайцев, Ю. П. Ивенсен, М. Л. Кокоулин, К. И. Малков, Л. И. Салоп, С. А. Салун, Н. М. Чумаков и ряд других исследователей.

В пределах Западной Якутии краевая часть Патомской складчатой зоны представлена узкой полосой складок, непосредственно примыкающих к Прибайкальскому краевому прогибу. Складки образуют пологую дугу протяженностью свыше 400 км. Их простирание изменяется от северо-восточного (байкальского) на западе, в районах, примыкающих к Пеледуйскому поднятию и Нюйской впадине, до широтного в районе устья р. Бол. Патом и северо-западного и меридионального на востоке, на границе с Березовской впадиной. Сочленение структур складчатой области с Прибайкальским краевым прогибом в большинстве районов происходит по разломам. Крупные разломы устанавливаются на юго-востоке зоны, в районе устья р. Жуя, и прослеживаются на север, где выражены крупными сбросами и сбросо-надвигами. Подобные разломы фиксируются и на границе с Пеледуйским поднятием, на междуречье Лены и Бол. Патома.

Рассматриваемая краевая часть Патомской складчатой зоны сложена крупными и сложными структурами, строение которых неодинаково в различных районах. На территории, прилегающей к Ангаро-Ленской части Прибайкальского краевого прогиба, по данным К. И. Малкова, М. Л. Кokoулина и др. (Бобров, 1964), характерны крупные простые антиклинали коробчатой формы, с широкими плоскими сводами и крутыми крыльями. Находящаяся здесь Витимская антиклиналь имеет северо-восточное простирание и прослеживается более чем на 60 км. Складка асимметрична, шириной до 16 км, с более крутым ( $25-80^\circ$ ) юго-восточным и пологим ( $25-55^\circ$ ) северо-западным крыльями. Ее амплитуда достигает 8000—9000 м. Наблюдаются многочисленные продольные и секущие разрывы с амплитудами перемещения блоков до нескольких сотен метров. Примерно такое же строение имеет располагающаяся к северо-востоку Огнельская антиклиналь. Протяженность этой складки более 50 км, ширина 5—6 км, амплитуда до 2000 м. Углы падения пород на крыльях колеблются от  $10$  до  $40^\circ$ , в присводовой части они не превышают  $8-10^\circ$ .

Более сложные структуры устанавливаются в зоне, примыкающей к Березовскому прогибу. По данным Ю. П. Ивенсена и С. А. Салуна (1950), здесь развиты узкие линейные складки большой протяженности, иногда асимметричные и опрокинутые к северо-востоку, с углами падения пород на крыльях от  $35$  до  $75^\circ$ . Расположенная в междуречье Молбо и Мал. Патома Верхне-Куранахчанская антиклиналь север-северо-западного простирания имеет протяженность свыше 100 км при ширине 3—6 км. Складка асимметрична. Углы падения пород на северо-восточном крыле составляют до  $60^\circ$ , а на юго-западном — от  $30$  до  $50^\circ$ . Юго-восточная часть структуры осложнена согласным сбросом с амплитудой перемещения крыльев до 400 м. Амплитуда самой антиклинали достигает 1000—1500 м. Аналогичное строение имеют и другие структуры этого района (Чумаков, 1959; Бобров, 1964).

Уринский антиклинорий является северо-восточным окончанием байкальских сооружений, вдающимся далеко к северо-востоку в пределы Сибирской платформы. Он находится в бассейне нижнего течения рек Джерба и Ура и приустьевой части р. Бол. Патом. На юге Уринский антиклинорий под прямым углом причленяется к краевым структурам Патомской складчатой зоны, на востоке и западе он ограничен Березовской и Нюйской впадинами, а на севере перекрывается мезозойскими отложениями Вилюйской синеклизы.

В общем, Уринский антиклинорий представляет собой крупное поднятие протяженностью до 100 км и шириной 40—50 км, сложенное породами верхнего докембрия и нижнего кембрия. Структура имеет северо-восточное простирание и вдается в пределы Прибайкальского краевого

прогиба, разделяя наиболее погруженные зоны Ньюиской и Березовской впадин, выполненных отложениями ордовикского и силурийского возраста.

Антиклинорий состоит из ряда крупных антиклинальных и синклиналильных складок, в пределах которых отмечаются многочисленные мелкие осложнения в виде структурных носов и разрывные нарушения. Антиклинальные складки обычно плосковершинные, коробчатой формы, типа брахиантклиналей. Синклиналильные складки являются линейными, неправильных очертаний, с плоскими днищами. Породы залегают почти горизонтально. Шарниры большинства структур, как и самого антиклинория, полого погружаются к северо-востоку, в сторону Виллойской синеклизы. Северо-западное крыло антиклинория круче юго-восточного, а развитые здесь дополнительные складки также обладают резкой асимметрией.

В северной части антиклинория выделяются три крупные антиклинальные складки: Джербинская, Уринская и Улахан-Илигирская. Уринская антиклиналь, занимающая центральное положение, имеет протяженность 40 км и ширину около 6 км. Складка ориентирована в северо-восточном направлении. Ее северо-западное крыло ( $45-70^\circ$ ) круче юго-восточного ( $35-45^\circ$ ); в сводовой части наблюдается значительное выполаживание слоев. Амплитуда складки достигает 4500 м. Расположенная к западу Джербинская антиклиналь размерами  $40 \times 10$  км также асимметрична. Углы падения на ее северо-западном крыле достигают  $80-90^\circ$  и постепенно выполаживаются к своду до  $15-20^\circ$ , на юго-восточном крыле они достигают  $30-60^\circ$ . Амплитуда складки по западному и восточному крыльям составляет соответственно 4500 и 2000 м. Аналогичное строение имеет Улахан-Илигирская антиклиналь. Синклиналильные структуры, разделяющие эти поднятия (Тинновская, Сордонахская и др.), довольно узкие (от 4 до 6 км), асимметричные, с пологим залеганием пород в приосевых участках.

Эти антиклинали и синклинали осложнены мелкими складками второго порядка, которые часто ориентированы под углом к основным структурам.

На свод южной части Уринского антиклинория, к югу от долины р. Лена, располагается крупная Жедайская брахиантклиналь, сложенная в своде породами верхнего протерозоя. Складка имеет размеры  $50 \times 15$  км, простирается в северо-восточном направлении. На севере она кулисообразно примыкает к Уринской антиклинали, а на юге своим южным окончанием входит в пределы Патомской складчатой зоны. Складка асимметричная, с широким плоским сводом, с более крутым ( $45-55^\circ$ ) северо-западным крылом и пологим юго-восточным. Она осложнена двумя структурными носами северо-западного простирания. Характерны взаимоотношения этой брахиантклинали со структурами складчатой области. Осложняющие ее структурные носы по простиранию замещаются линейными структурами Патомской зоны; с другой стороны, линейные структуры складчатой зоны, расположенные к западу от Жедайской антиклинали, не продолжают в ее пределы, а отклоняются к югу, обтекая с юга Жедайскую антиклиналь (Чумаков, 1959).

Другой значительной структурой южной части Уринского антиклинория является Тонус-Дабанская мульда, расположенная к северо-западу от Жедайской антиклинали (Бобров, 1964). Мульда имеет форму треугольника, несколько вытянутого в северо-восточном направлении. Ее длина доходит до 30 км, а максимальная ширина на юге — до 12 км. Наиболее прогнутая часть структуры выполнена отложениями ордовика и верхнего кембрия, а крылья сложены породами ленского яруса,

которые очень полого наклонены к центру мульды. На северо-западе эта мульда отделена от Ньюйской впадины Муодинской антиклиналью (Бобров, 1964).

Антиклиналь имеет простирание от северо-восточного на юге до восток-северо-восточного на севере. Протяженность ее более 40 км. Складка асимметрична, с более крутым северо-западным крылом. Ее шарнир полого погружается в северо-восточном направлении. На юге она примыкает к Южно-Муодинской системе линейных структур Патомской складчатой зоны, являясь их северо-восточным ответвлением. В строении ее свода здесь участвуют породы жуинской серии (Чумаков, 1959), которые севернее сменяются отложениями алданского и ленского ярусов. Складка осложнена крупным надвигом, прослеживаемым от складчатой зоны вплоть до северного окончания антиклинали, где, вероятно, приключается к Джербинской зоне разломов.

М. Л. Коккоулин, Ю. С. Нахабцев и другие исследователи к Уринскому антиклинорию относят также расположенные к востоку от Жедайской антиклинали Мачинскую антиклиналь и Мало-Каменскую синклинали. Эти крупные структуры протяженностью от 50 до 70 км и шириной 8—10 км несколько отличаются от типичных складок антиклинория более молодым комплексом развитых в их пределах пород.

Формирование рассмотренных структур Патомской складчатой зоны связывают с заключительной стадией развития байкальской геосинклинали. Их плановое положение и конфигурация, вероятно, контролировались зонами глубинных разломов, отделявших геосинклинали от Сибирской платформы. Эти зоны разломов проявляются в современном тектоническом плане в виде крупных сбросов и надвигов, сопровождаемых иногда многочисленными внедрениями долеритов.

Существенное влияние на строение Уринского антиклинория оказали разломы фундамента. По мнению С. В. Руженцева и Чжан-бучуня (1961), разломы северо-восточного простирания, выраженные на поверхности системами флексур и мелких разрывов, расчленяют антиклинорий на три блока. Наиболее приподнятый центральный блок включает Жедайскую, Уринскую и Улахан-Илигирскую антиклинали.

Формирование складчатых структур произошло в конце позднего докембрия и раннего палеозоя и было синхронно развитию Прибайкальского краевого прогиба. Первые складчатые движения в их пределах были в самом конце протерозоя, а заключительный этап складчатости, вероятно, в силурийский период. В частности, на наличие двух фаз складчатости указывают особенности взаимоотношения структур Патомской складчатой зоны и Уринского антиклинория. Складки антиклинория несомненно связаны с более ранними движениями в пределах складчатой области.

## КРАТКИЙ ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Особенности строения территории Западной Якутии ясно указывают на то, что тектонические структуры этого региона являются разновременными. Наряду со структурами древнего заложения, возникшими в архее и протерозое, широко представлены палеозойские и мезозойские структуры, которые в основном определяют современный структурный план территории. Одни из них являются структурами длительного развития, формировавшимися в течение нескольких периодов, другие же развивались в течение относительно короткого промежутка времени. В истории развития региона четко выделяется несколько этапов, с каждым из которых связана перестройка структурного плана и воз-

никновение (заложение и развитие) определенного типа тектонических структур с сопутствующим проявлением определенного типа магматической деятельности, образованием тех или иных видов месторождений, полезных ископаемых и т. д.

Намечаются два крупных этапа, существенно различающихся по характеру тектонических движений: этап формирования структур складчатого основания региона, относящийся к архею, и этап формирования осадочного чехла Сибирской платформы и других послепалеозойских структур. В каждом из этих этапов выделяется несколько эпох активизации тектонических движений и перестройки структурных планов, получающих четкое выражение в структурных ярусах.

В развитии региона наиболее важным является время возникновения на месте архейских геосинклиналей обширной платформенной области с присущим ей характером тектонических движений. Именно к этому времени следует отнести заложение древней Сибирской платформы, на территории которой позже возникли разновозрастные структуры различного характера. Замыкание архейских геосинклиналей не было одновременным на всей территории Западной Якутии. К югу от рассматриваемого региона, в пределах Алданской антеклизы, в составе фундамента платформы выделяется не менее трех разновозрастных складчатых комплексов: иенгский, тимптоно-желтулинский и олекминский, каждый из которых обусловлен развитием и замыканием соответствующих геосинклинальных областей.

Вероятно, на территории Западной Якутии в основании Сибирской платформы наиболее распространен складчатый комплекс, соответствующий тимптоно-желтулинскому комплексу южных районов. С формированием этого складчатого комплекса связан интенсивный метаморфизм пород до гранулитовой фации, образование мощных зон катаклизмов и милонитов и мощного комплекса интрузий различного состава. В пределах Анабарского кристаллического массива М. И. Рабкиным к этому времени относятся: 1) мелкие тела перидотитов и пироксенитов; 2) граниты, гранодиориты, граносиениты и чарнокитовые граниты; 3) аляскитовые и лейкократовые биотитовые граниты; 4) анортозиты и габбро-анортозиты.

С протерозойским этапом связано оформление в общем виде основных тектонических элементов региона: заложение и развитие геосинклинали к югу от платформы, формирование системы разломов и зон прогибания на территории Вилюйской синеклизы, связанных с образованием входящего угла байкальской геосинклинали, и возникновение Алданской и Анабарской антеклиз платформы. Кроме того, к этому времени относятся возникновение и интенсивное развитие Учуро-Майской впадины, Якутского поднятия, Суханской впадины, Солоолийского поднятия и других структур второго порядка платформы, часть из которых занимали территорию современного Приверхоанского прогиба. К этому же этапу в пределах Западной Якутии относятся внедрение ультраосновных и щелочных основных пород (р. Уджа, бассейн р. Алдан) и формирование пластовых тел основного состава.

В конце протерозоя — начале палеозоя на юге рассматриваемого региона происходит замыкание Байкало-Патомской геосинклинали и формируется Прибайкальский краевой прогиб, а на территории платформы отмечается общая и постепенная стабилизация режима тектонических движений. В раннем палеозое закончили свое развитие Суханская и Учуро-Майская впадины, сформировались Силигир-Тюнгский порог и Амгинский прогиб, Наманинское поднятие и Буотам-Толбинский выступ, а также связанные с блоковыми движениями фундамента некоторые структуры Вилюйской синеклизы.

К девонскому — раннекаменноугольному этапу относится некоторая перестройка структурного плана территории, выразившаяся прежде всего в формировании в современных контурах Кемпендяйской впадины и ограничивающих ее поднятий, Кютингдинского прогиба и Куройско-Далдынского поднятия, отдельных поднятий и впадин на территории современного Верхоянского мегантиклинория и хр. Сетте-Дабан (Карликинский грабен и др.). В течение этого этапа образовались пластовые тела основного состава в районе Хараулахских гор, хр. Сетте-Дабан и в Мархинской впадине, а также проявился кимберлитовый магматизм.

Крупная перестройка структурного плана региона произошла в позднем палеозое. С этим этапом связаны прогибание территории Тунгусской синеклизы и заложение на востоке платформы прогибов Верхояно-Колымской геосинклинали. Интенсивное развитие синеклизы продолжалось до конца раннего триаса, а Верхояно-Колымской геосинклинали — до конца мезозоя. К началу триаса в этих районах относятся проявления магматизма основного состава, а также формирование ряда кимберлитовых тел Далдыно-Алакитского района.

С мезозойским этапом связаны завершение развития и формирование целого ряда крупных структур региона. Заканчивается образование в современном виде Вилюйской синеклизы, происходит обособление Ботуобинского порога, окончательно формируются Анабарское, Оленекское и Мунское сводовые поднятия, происходит замыкание мезозойд восточной и северной окраин Сибирской платформы, а также возникновение мезозойских краевых прогибов с характерными для них поднятиями и впадинами. Мезозойскими движениями по существу был сформирован современный тектонический план региона. В Верхояно-Колымской складчатой области в этот этап внедряются тела гранитоидов, а на Сибирской платформе — дайки долеритов, кимберлитовые трубки и жилы. Последующие движения, связанные в основном с формированием наложенных структур, только несколько усложнили ранее созданные структуры региона. В это время появился Попигайский грабен и проявилась магматическая деятельность с излиянием лав основного состава, а также сформировались наложенные впадины верхнемелового возраста — Аганыйлийская и др.

Формирование современного структурного плана территории Западной Якутии закончилось к концу мезозоя, но тектонические движения различной интенсивности и направленности проявлялись и в последующее время. Движения различной амплитуды, в основном эпейрогенического характера, выразившиеся в относительном поднятии или опускании крупных площадей, продолжались в течение всего кайнозоя, а резкая их активизация и дифференциация относятся к новейшему этапу, к неоген-четвертичному периоду.

Новейшие тектонические движения не вызвали существенной перестройки тектонического плана территории. В большинстве мест устанавливается лишь унаследованное развитие структур мезозойского или более раннего заложения, что привело к более четкому их выражению в современном структурном плане региона и в рельефе. С этими же движениями связано также формирование ряда новых структур, наложенных в той или иной степени на древние структурные образования.

В целом в неоген-четвертичный период как положительные структуры, испытывавшие относительное поднятие, продолжали развиваться синеклизы Сибирской платформы и складчатые области, ограничивающие платформу, а также древние, домезозойские, впадины региона — Тунгусская синеклиза и Прибайкальский краевой прогиб. Относительное опускание испытали районы мезозойских впадин и прогибов. Более

интенсивным было проявление неотектонических движений в пределах структур мезозойского заложения и структур, активно развивавшихся в мезозое.

Анабарская антеклиза в неоген-четвертичный период существовала в виде обширного поднятия с амплитудой более 200 м. Для ее отдельных площадей были характерны движения различных знаков. Активные движения фиксируются в пределах структур мезозойского заложения — крупных сводовых поднятий. Если для районов Суханской впадины суммарная амплитуда поднятия в неоген-четвертичный период составляет 100—200 м, для обширного юго-западного склона антеклизы — 200—400 м, то для Анабарского сводового поднятия она оценивается от 400 до 600 м, а для его центральных районов более 800 м. Поднятие с амплитудой более 400 м характерно для Оленекского свода, а суммарная амплитуда Мунского поднятия, по данным различных исследователей, составляет от 400 до 800 м.

Наряду с поднятиями в пределах антеклизы формируются и относительно прогнутые зоны, также связанные, как правило, с отрицательными структурами раннего заложения. Относительно небольшие впадины прослеживаются в пределах Кютингдинского прогиба и Попигаевского грабена (амплитуда поднятия 50 м), а обширная относительно прогнутая зона с амплитудой до 200 м отмечается вдоль южного склона Анабарского сводового поднятия. Во всех этих структурах четко устанавливаются признаки прогибания территорий в конце мезозоя (в поздне-меловую эпоху), в палеогене и четвертичном периоде. Отложения верхнемелового возраста сохранились лишь в Попигаевском грабене и Агынылийской впадине, которые являются типичными наложенными структурами Анабарской антеклизы.

Центральные районы Алданской антеклизы характеризуются суммарной амплитудой поднятия более 1000 м. Амплитуда Суннагынского горста только за четвертичный период достигает 700—800 м. Амплитуда поднятия склонов антеклизы в пределах территории, рассматриваемой в настоящей работе, составляет от 200 до 600 м. Наиболее приподнятой структурой является Буотамо-Толбинский выступ, испытывавший относительно поднятие как в неогене, так и в течение всего четвертичного периода. Районы к востоку и западу от выступа относительно опущены. Следует отметить, что в отдельные этапы они испытывали абсолютное прогибание, связанное в значительной мере с движениями по разломам отдельных блоков.

На территории Наманинского поднятия, Солянско-Мархинского прогиба и Березовской впадины характерным было относительное опускание в ранне- и среднечетвертичное время, с которым связаны формирование мощных рыхлых толщ, фиксирующихся в настоящее время на водоразделах, и возникновение переуглубленной долины р. Лена в пределах опускающегося блока в районе г. Олекминска. В последующем эта территория была приподнята. Суммарная амплитуда ее поднятия за неоген-четвертичный период составляет 350—450 м.

Районы к востоку от Буотамо-Толбинского выступа, судя по сохранившимся маломощным юрским и неогеновым отложениям, не испытывали крупных поднятий, лишь отдельные участки склона достаточно интенсивно прогибались как в неогене, так и в четвертичном периоде. В районе г. Якутска и на Лено-Амгинском междуречье сохранились отложения верхнего мела, неогена и достаточно мощные толщи четвертичных образований, а в районе г. Якутска также устанавливается переуглубление долины р. Лена с залеганием подошвы четвертичных отложений на 70—30 м ниже уровня реки. Амплитуда неотектонического поднятия этих районов в целом не превышает 200—300 м. Для



отдельных участков можно предполагать поднятие не более 50 м или даже опускание амплитудой до 20—30 м.

Как отрицательная относительно прогибающаяся структура продолжала развиваться в новейшем этапе Вилюйская синеклиза, для которой характерно общее незначительное поднятие со средней суммарной амплитудой до 150 м. Склоны синеклизы испытали значительно большие новейшие поднятия, чем ее центральные районы, прилегающие к долине р. Вилюй. В целом территория синеклизы начиная с позднего мела не испытывала значительных поднятий. Наиболее значительное поднятие этой территории относится к четвертичному периоду. Как положительные структуры в пределах Вилюйской синеклизы в неоген-четвертичный период проявляются складки Кемпендйской впадины, отдельные антиклинали в пределах Средне-Вилюйского поднятия и др.

Более контрастные движения неотектонического этапа устанавливаются в пределах мезозойских краевых прогибов, обрамляющих Сибирскую платформу с севера и востока. На юге, в нижнем течении р. Алдан, на территории Алданского прогиба и северного склона Якутского поднятия в неогене формируется Нижне-Алданская впадина. В центральной части впадины накопились неогеновые отложения мощностью до 800—900 м; на юге, в пределах Якутского поднятия, их мощность постепенно сокращается до нескольких десятков метров и здесь эти отложения, как уже отмечалось, сохраняются в относительно опущенных блоках поднятия. Нижне-Алданская впадина, особенно южные ее районы, испытывала незначительное прогибание и в отдельные моменты четвертичного периода, что подчеркивается большой мощностью аллювиальных отложений в пределах обширных террас Лены и Алдана, а также погружением этих террас. В конце четвертичного периода территория впадины была приподнята, но в целом она сохранилась как крупнейшая отрицательная структура новейшего этапа. Суммарная амплитуда прогибания для ее восточных районов (бассейн р. Томпо) составляет 100—150 м, для западных (приустьевая часть р. Алдан) — до 400—600 м.

Ленский и Лено-Анабарский прогибы также являются относительно прогнутыми площадями, хотя они и не испытали какого-либо значительного опускания в неогене. Суммарная амплитуда поднятия в их пределах не превышает 100 м, а в наиболее прогнутых зонах составляет не более 50 м. Центральные районы впадин характеризуются накоплением значительных по мощности аллювиальных и ледниковых осадков, относящихся в основном к среднечетвертичному времени.

Поперечные поднятия прогибов в новейшем этапе развиваются как положительные структуры. Китчанское поднятие с амплитудой до 600—700 м сформировалось как четко выраженная в рельефе горная область, а Джарджанское и Тукуланское поднятия с амплитудами 300—400 м — как холмистые возвышенности. Относительно приподнятая зона в прогибах связана также с Атырканским порогом. Здесь устанавливается амплитуда неоген-четвертичного поднятия порядка 200—300 м.

Формирование Верхоянских гор и поднятие хр. Сетте-Дабан целиком относятся к неоген-четвертичному периоду и связываются в основном с четвертичными движениями. Поднятие территории Верхоянского мегантиклинория наиболее интенсивно происходило, вероятно, в течение среднечетвертичного времени. Амплитуда этого поднятия для центральных районов Верхоянского хребта, по данным Г. Ф. Лунгерсгаузена, оценивается цифрой 1800—2000 м (Орулганский и Эчийский антиклинории). В северном направлении амплитуда постепенно снижается. В пределах Быковского антиклинория она не превышает 600—700 м (в Кенгдейском и Хоптинском грабенах значительно меньше), а на тер-

ритории Лено-Анабарской зоны складок составляет всего 150—300 м. Районы дельты р. Лена и Приморской низменности в районе устья р. Оленек представляют собой относительно погруженные области с амплитудой поднятия от 0 до 50 м, где происходило интенсивное накопление рыхлых четвертичных отложений.

В заключение следует подчеркнуть, что многие новейшие поднятия рассматриваемого региона генетически связаны с активизацией движений по разломам различного характера. В неоген-четвертичный период прежде всего активизировались многие разломы, ограничивающие Верхояно-Колымскую складчатую область. В частности, это произошло и в зонах разломов, ограничивающих Орулганский антиклинорий, Сетте-Дабанский горст-антиклинорий, складки Кыллахского поднятия и др. На Сибирской платформе отчетливо проявились блоковые движения в сводах Анабарского и Оленекского поднятий, Якутского поднятия, а также движения по разломам, связанным с Уджинским поднятием, Попигайским грабеном, Кютингдинским прогибом и т. д.

Области активных движений неоген-четвертичного периода Западной Якутии продолжали интенсивно развиваться и в современный этап, что подчеркивается как особенностями строения рельефа отдельных районов, так и их сейсмичностью. В настоящее время в Западной Якутии выявляются две крупные, различные по степени сейсмичности области: 1) асейсмичная и слабо сейсмичная область, занимающая большую часть Сибирской платформы; 2) область повышенной сейсмичности, охватывающая территорию складчатого обрамления платформы, которая выделяется в Якутскую сейсмическую зону (Кочетков, 1960). Последняя зона включает в себя территорию активных неотектонических движений Верхоянского мегантиклинория, Сетте-Дабанского горст-антиклинория, Лено-Анабарской зоны складок и прилегающих с запада районов мезозойских краевых прогибов и Алданской антеклизы.

В пределах Якутской зоны выделяются два участка с силой возможных землетрясений до 7 баллов. Первый располагается в районе блоковых структур хр. Сетте-Дабан, а второй приурочен к Быковскому антиклинорию Северного Верхоянья. На этих участках зафиксированы землетрясения интенсивностью М6. Остальная территория Верхоянья и Лено-Анабарской зоны складок отнесена к шестибалльной зоне, а прилегающие районы мезозойских краевых прогибов — к пятибалльной (Кочетков, 1960). Наиболее активны в сейсмическом отношении районы дельты р. Лена, а также активно поднимающаяся территория, прилегающая к Атырканскому порогу, где отмечено более 10 землетрясений интенсивностью М4. Продолжением Якутской сейсмической зоны на севере является сейсмически активная область хр. Ломоносова, а на юге — территории Станового хребта и Байкало-Патомской горной страны, относящейся к Байкальской сейсмической зоне. За пределами Западной Якутии Байкальская зона характеризуется землетрясениями в 7—10 баллов, а в ее краевых частях, к которым относятся часть Байкало-Патомской складчатой зоны и территория Прибайкальского краевого прогиба, известны землетрясения интенсивностью 4—5 баллов.

Территория Сибирской платформы обычно рассматривается в качестве асейсмичной или слабо сейсмичной области. Землетрясения небольшой интенсивности зарегистрированы на площади южного склона Анабарского сводового поднятия, в районе Кемпендяйских дислокаций и на северном склоне Алданской антеклизы (Кочетков, 1960). Частая повторяемость землетрясений устанавливается в районе г. Якутска и на междуречье Лены и Алдана. Этот район, как и территория мезозойских краевых прогибов восточного обрамления Сибирской платформы, принадлежит к пятибалльной области Якутской сейсмической зоны.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Большая часть Западной Якутии находится в пределах Сибирской платформы и представляет собой низменности, равнины и плато. На ее восточной окраине высоко приподнятая предгорная равнина переходит в горные системы Верхоянского, Сетте-Дабанского и Сунтар-Хаятинского хребтов, составляющих Верхоянскую складчатую зону.

С середины XIX и в первую треть XX века сведения о геоморфологическом строении территории Западной Якутии были отрывочными и собирались в основном попутно при геологических исследованиях. Наиболее интересные материалы были собраны в трудах Р. К. Маака (1886 г.), П. А. Кропоткина (1875 г.), В. А. Обручева (1923, 1924, 1930 гг.), А. А. Григорьева (1927, 1930 гг.), А. Г. Ржонсницкого (1928 г.), С. Г. Пархоменко (1929 г.), Л. Г. Каманина (1938 г.).

Начиная с 50-х годов изучением геоморфологического строения описываемого региона в процессе геологической съемки занимались многие научно-исследовательские институты и геологические управления — НИИГА, ВАГТ, ВСЕГЕИ, Институт географии АН СССР, СО АН СССР, МГУ, Якутское и Иркутское геологические управления.

Из региональных очерков и монографий, посвященных геоморфологии Западной Якутии, следует отметить работы В. В. Ермолова (1953), М. Т. Кирюшиной (1959), С. С. Коржуева (1959), Н. А. Сягаева (1960), Б. Н. Леонова (1961а, 1966, 1968), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1961б, 1964, 1966), С. С. Воскресенского (1962), М. И. Плотниковой и др. (1962), А. П. Левиной (1962), Ю. П. Барановой, С. Ф. Бискэ (1964), Ю. С. Жуковского (1964), С. А. Стрелкова (1965), Д. А. Тимофеева (1965), С. Ф. Козловской (1961), В. В. Колпакова (1968), Р. О. Галабалы (1966, 1968) и др. Обширный фактический материал обобщен на сводных геоморфологических картах Сибирской платформы (под ред. И. И. Краснова), Советской Арктики (под ред. С. А. Стрелкова), Западной Якутии (под ред. В. В. Ермолова), бассейна р. Вилюй, Оленекско-Вилюйского и Лено-Хатангского междуречий (составлена С. Ф. Козловской, А. П. Пуминовым, В. Б. Соколовой и др.).

При написании данного раздела использовались материалы, представленные для данного тома В. А. Виноградовым, В. В. Ермоловым, О. А. Ивановым, В. В. Коростелевым, В. М. Лазуркиным, А. В. Лейпцигом, Б. Н. Леоновым, Л. А. Мусалитиным, В. А. Ян-жин-шином.

В основу прилагаемой карты (рис. 19) положена «Геоморфологическая карта Западной Якутии масштаба 1:1 500 000», составленная В. В. Ермоловым (НИИГА), А. А. Котовым и А. П. Левиной (ЯГУ) под редакцией В. В. Ермолова в 1963 г. Для Верхоянских гор были использованы «Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:5 000 000» под редакцией Г. С. Ганешина и «Геоморфологическая карта Сибир-

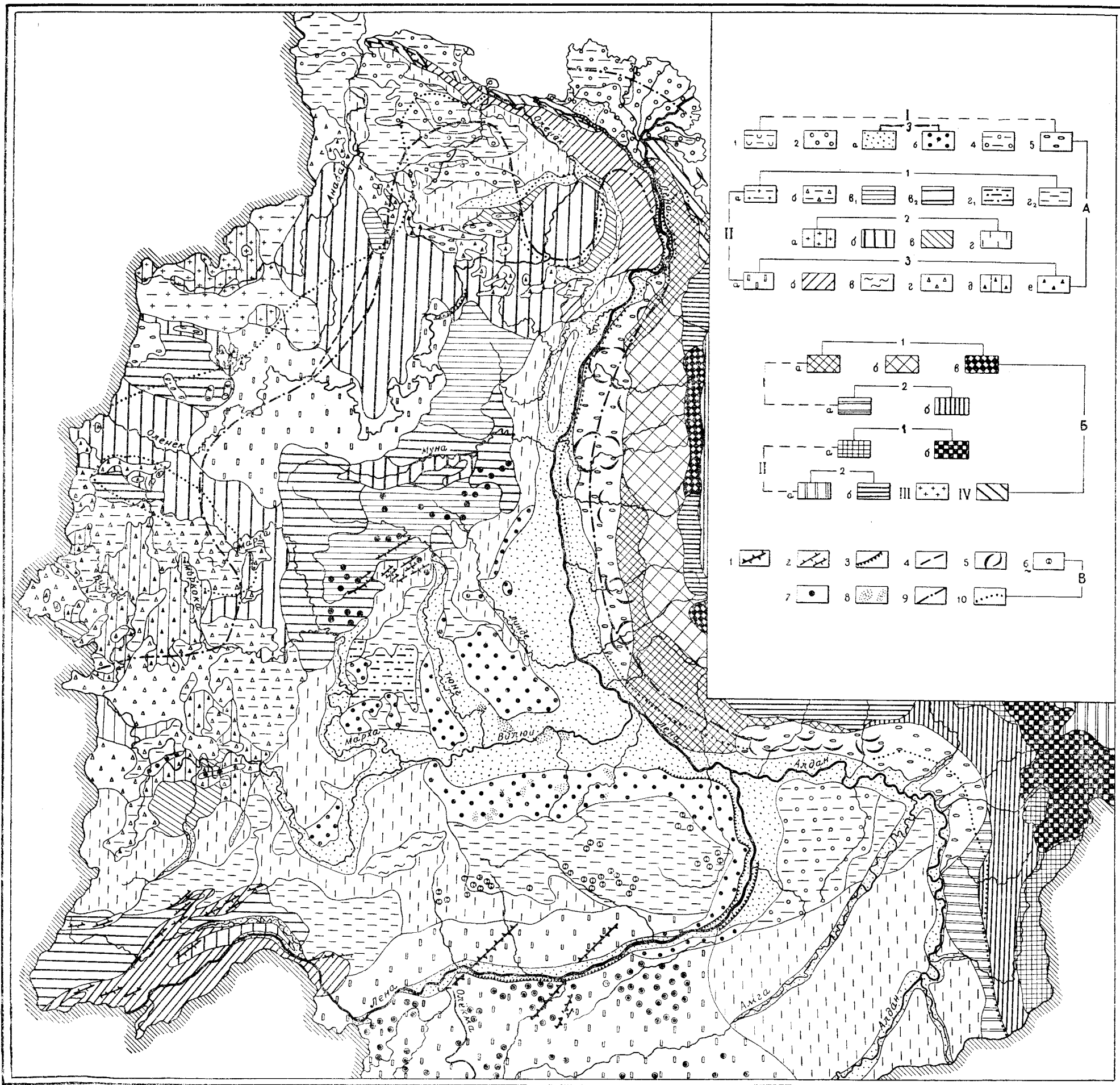


Рис. 19. Геоморфологическая карта западной части Якутской АССР. Составила А. П. Левина

А. Равнины и плато. I. Аккумулятивные равнины. 1 — морская; 2 — дельтовая; 3 — аллювиальная; а) террасированная равнина четвертичного возраста — I—V надпойменные террасы основных рек Западной Якутии, б) слабо наклонная равнина плиоцен-нижнечетвертичного возраста — VI, частично VII и VIII террасы рек Лена и Вилюй; 4 — озерно-аллювиальная; 5 — ледниковая (водно-ледниковая и моренно-холмистая). II. Денудационные равнины и плато. 1 — дочетвертичные плоские и слабо волнистые равнины, местами с покровом первичных рыхлых отложений; а) на кристаллических породах фундамента платформы, б) на пластовых интрузиях траппов, в) на палеозойских карбонатных породах (в<sub>1</sub> с покровом и в<sub>2</sub> без покрова первичных рыхлых отложений), г) на мезозойских песчано-глинистых отложениях (г<sub>1</sub> с покровом и г<sub>2</sub> без покрова первичных рыхлых отложений); 2 — четвертичные денудационные аструктурные увалитые равнины: а) на кристаллических породах фундамента платформы, б) на протерозойских и палеозойских карбонатных породах, в) на верхнепалеозойских и нижнемезозойских песчано-глинистых и туфогенных отложениях, г) на мезозойских песчано-глинистых отложениях; 3 — избирательно-денудационные структурные равнины и плато: а) столовая равнина на пологопадающих протерозойских и кембрийских карбонатных отложениях, б) кузово-грядовая равнина на моноклинально залегающих песчано-глинистых верхнемезозойских отложениях, в) грядово-холмистая равнина с широким распространением карстовых форм на мезозойских песчано-глинистых и палеозойских соленосных отложениях солянокупольных структур, г) скелетно-грядовая равнина на верхнепалеозойских и нижнемезозойских песчано-глинистых и туфогенных отложениях, прорванных дайками и мелкими

интрузиями траппов, д) холмисто-грядовое плато на интрузиях траппов; е) столово-останцовые возвышенности, бронированные пластовыми траппами.

Б. Горы. I. Горы структурно-денудационные на складчатом и складчато-глибовом основании, отчетливо отражающие план древних структур. 1 — горы альпийского типа с резко выраженным ледниково-эрозийным расчленением, узкими гребнями хребтов и крутыми склонами: а) низкоегорье (500—1000 м), б) среднегорье (1000—2000 м), в) высокогорье (свыше 2000 м); 2 — горы альпийского типа с отдельными плоскими вершинами — остатками древних поверхностей выравнивания на складчатом и складчато-глибовом основании со слабым отражением в рельефе древних структур. 1 — горы альпийского типа с ледниково-эрозийным расчленением, узкими гребнями хребтов и крутыми склонами: а) среднегорье (1000—2000 м), б) высокогорье (свыше 2000 м); 2 — горы плосковершинные с широким развитием на водоразделах древних поверхностей выравнивания: а) низкоегорье (500—1000 м), б) среднегорье (1000—2000 м) III. Горы плосковершинные горстовые, не отражающие древней структуры (низкоегорье 500—1000 м). IV. Горы грядовые и кузовые с остатками поверхностей выравнивания, сформированные на отдельных антиклинальных складках.

В. Формы рельефа и особые обозначения. 1 — структурно-денудационные гряды на отпрепарированных дайках траппов; 2 — структурно-денудационные гряды на отпрепарированных линейных антиклинальных складках; 3 — структурно-денудационные уступы и обрывы; 4 — тектонико-денудационные борозды; 5 — стадильные и конечные морены; 6 — участки с интенсивным развитием термокарстовых форм; 7 — карстовые воронки; 8 — тукулапы и закрепленные грядово-буржистые пески; 9 — граница самаровского среднеплейстоценового оледенения (по С. А. Стрелкову, 1964); 10 — граница зырянского верхнеплейстоценового оледенения (по С. А. Стрелкову, 1964)

ской платформы масштаба 1:1 500 000» под редакцией И. И. Краснова (ВСЕГЕИ).

Рельеф Западной Якутии формировался в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов. Эндогенные факторы определили главные черты современного рельефа. Это выразилось прежде всего в тесной генетической связи, которая прослеживается между древними тектоническими структурами и основными геоморфологическими элементами. Контрастность современного рельефа в значительной степени определяется направленностью и интенсивностью новейших тектонических движений, которые, как правило, наследовали направленность более ранних движений. В зависимости от интенсивности и знака новейших движений происходило оживление или затухание денудационных и аккумулятивных процессов, что отражалось на формировании рельефа. Значительная роль при образовании рельефа принадлежит составу пород и их разной устойчивости к процессам денудации.

Основными экзогенными рельефообразующими факторами являются комплексная денудация и аккумуляция. В Западной Якутии широко развиты процессы эрозии, выветривания, плоскостного сноса, карстообразования и ледниковой экзарации. Среди аккумулятивных процессов наиболее развиты речная, озерная, водно-ледниковая, ледниковая и эоловая аккумуляция.

Рельеф Западной Якутии формировался на протяжении длительного времени в условиях изменявшейся тектонической и климатической обстановки. В течение последнего длительного континентального этапа развития были снесены мощные толщи пород, отпрепарированы древние структуры и выработана поверхность выравнивания, отдельные участки которой были подняты на различную высоту новейшими тектоническими движениями.

По характеру рельефа в Западной Якутии отчетливо выделяются две геоморфологические провинции, территориально приуроченные к разновозрастным тектоническим структурам — древней Сибирской платформе и молодой (мезозойской) Верхоянской складчатой зоне. Каждая геоморфологическая провинция включает ряд геоморфологических областей, которые совпадают с крупными тектоническими структурами и их элементами. Геоморфологические области разделяются на районы, что обуславливается различием в структуре, литологии, проявлении новейших тектонических движений, степени расчлененности и т. д.

На территории Западной Якутии выделяются следующие геоморфологические подразделения (см. рис. 19).

1. Равнины и плато Сибирской платформы: 1) Приморская низменность в области погруженной части Сибирской платформы; 2) Северо-Сибирская низменность в области Лено-Анабарского краевого прогиба; 3) Средне-Сибирское плоскогорье в области Анабарской антеклизы, Тунгусской синеклизы и Ангаро-Ленского прогиба; 4) Центрально-Якутская низменность в области Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба; 5) Лено-Алданское плато в пределах Алданского щита.

II. Горы Верхоянской складчатой зоны: 1) структурно-денудационные кряжи в области Лено-Анабарской зоны антиклинальных складок; 2) структурно-денудационные преимущественно складчатые горы в области Верхоянского мегантиклинория (Орулганский хребет); 3) структурно-денудационные глыбово-складчатые горы в области Сетте-Дабанского горст-антиклинория (хребты системы Сетте-Дабан); 4) структурно-денудационные глыбово-складчатые горы в области Южно-Верхоянского синклинория (хребты системы Сунтар-Хаята).

## РАВНИНЫ И ПЛАТО СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рельеф Сибирской платформы в пределах Западной Якутии отличается контрастностью. На ее территории имеются горы с абсолютными отметками до 900—1000 м, высокие равнины и плато со средними высотами 400—500 м и обширные низменности, где высоты на междуречьях не превышают 150—200 м. Ниже рассматривается строение рельефа основных геоморфологических областей и районов Сибирской платформы, входящих в Западную Якутию.

### ПРИМОРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Приморская низменность сформировалась на погруженной части древней Сибирской платформы. В плиоцене и четвертичном периоде она, по-видимому, представляла собой низкую равнину, почти не выдающуюся над уровнем моря (Стрелков, 1965). В настоящее время это аккумулятивная равнина с абсолютными отметками до 70 м, сложенная четвертичными озерно-аллювиальными, аллювиальными и прибрежно-лагунными отложениями.

Подводное продолжение береговых равнин северной части Западной Якутии прослеживается в зоне шельфа моря Лаптевых. Выявлены затопленные долины, являющиеся продолжением всех значительных рек побережья, затопленные дельты, затопленный ледниковый рельеф и т. д. Все это свидетельствует о трансгрессивном характере современного моря Лаптевых. Современное опускание береговой линии более свойственно западной части побережья моря Лаптевых, относящегося к ингрессивному типу. Устье р. Хатанга имеет вид фиорда с глубинами 8—30 м.

К востоку аккумуляция аллювия впадающих рек уже не компенсируется опусканиями. В устье р. Анабар развито мелководье, а р. Оленек имеет дельту, состоящую из островов и отмелей. Дельта р. Лена занимает огромную площадь и представляет собой сложное, полигенетическое по своей природе и разновозрастное по времени формирования образование (Лунгерсгаузен, 1966).

По мнению Г. Ф. Лунгерсгаузена (1966), собственно дельтой (позднечетвертичного — современного возраста) является северо-восточный сектор, заключенный между Туматской и Быковской протоками. Северо-западная часть дельты, ограниченная Туматской и Арынской протоками, сложена аллювиально-эоловыми среднечетвертичными отложениями и представляет собой наклонную равнину с линейно ориентированным дефляционным рельефом. К югу от нее территория с конца среднечетвертичной эпохи испытывала слабое прогибание, которое в конце позднечетвертичной эпохи сменилось интенсивным поднятием.

Эрозионно-аккумулятивная деятельность такой обширной водной артерии, как р. Лена, привела, с одной стороны, к расчленению Приморской равнины с образованием многочисленных останцов и, с другой, к формированию комплекса речных террас: I и II надпойменных и пойм в пределах дельты. При определяющем значении эрозии и аккумуляции р. Лена существенное влияние на формирование рельефа оказали также термоденудационные процессы, которые способствовали образованию на поверхности дельты термокарстовых котловин и различных форм микрорельефа (байджежахов, термотеррас, солифлюкционных образований). Характерным элементом рельефа дельты являются также гидролаккалиты, приуроченные главным образом ко дну термокарстовых котловин.

## СЕВЕРО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

На площади Западной Якутии располагается лишь восточная часть Северо-Сибирской низменности — Северо-Анабарская низменность, образование которой предопределено новейшим тектоническим развитием Лено-Анабарского краевого прогиба, выполненного меловыми и юрскими преимущественно песчано-глинистыми отложениями.

В конце палеогена и в миоцене здесь закончила формироваться полигенетическая поверхность выравнивания и заложилась речные долины консеквентного характера. В плиоцене — начале четвертичного периода в связи с проявлениями новейших тектонических поднятий речные долины углубились на 150—200 м. Вдоль тектонических разломов заложилась реки, поперечные к ориентировке низменности (Стрелков, 1965).

Морфологически все пространство между кряжем Прончищева и Средне-Сибирским плоскогорьем представляет собой широкую впадину, открытую только на запад и замкнутую с востока, где она не доходит до р. Оленек (р. Пур перед впадением в Оленек течет, хотя и в широкой, но типично эрозионной долине). В центре впадины — вдоль р. Уэле и в среднем течении р. Буолкалах — абсолютные высоты заболоченных низин не превышают 50 м. В ее краевых частях по направлению к кряжу Прончищева, к плато Чекановского и к Средне-Сибирскому плоскогорью высоты междуречий возрастают до 150—200 м, на юге у подножия тектонического уступа они вновь снижаются до 50 м.

Мощность четвертичных отложений, покрывающих всю низменность, обычно не превышает нескольких десятков метров. Все более или менее возвышенные водоразделы обусловлены выступами коренных пород. Некоторые из возвышенностей, по-видимому, связаны с выходами наиболее прочно сцементированных известковых песчаников, аргиллитов и других пород.

В течение средне- и верхнечетвертичного времени на территории низменности, особенно в ее западной части, распространялись ледники. На Анабаро-Оленекском междуречье ледниковый покров был автохтонный, маломощный и разобщенный. Ледниковый рельеф сохранился плохо, так как был в значительной мере уничтожен последующим размывом (Стрелков, 1965). Ледниковые холмы и гряды имеют расплывчатые очертания и прослеживаются у подножия возвышенностей. Таяние ледников способствовало образованию заандровых равнин. В эпохи четвертичных трансгрессий море проникало в пределы рассматриваемой части Северо-Сибирской низменности в виде мелководных заливов и способствовало образованию широких озерно-аллювиальных равнин, поверхность которых впоследствии перерабатывалась термокарстовыми и другими мерзлотными процессами.

## СРЕДНЕ-СИБИРСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ

Основную часть территории Западной Якутии занимает Средне-Сибирское плоскогорье. Оно сформировалось в области развития крупных разновозрастных структур Сибирской платформы — Анабарской антеклизы, Тунгусской синеклизы и Ангаро-Ленского прогиба.

В пределах плоскогорья выходят на поверхность кристаллические породы фундамента (Анабарский массив и Оленекское поднятие), нижнепалеозойские карбонатные породы и песчано-глинистые отложения перми и нижнего триаса. Рассматриваемая область является ареной мощного проявления магматической деятельности, обусловившей широкое развитие пород трапповой формации.

Средне-Сибирское плоскогорье представляет собой возвышенную равнину, расчлененную глубоко врезанными речными долинами. На юге оно переходит в Лено-Алданское плато, на востоке и юго-востоке граничит с Центрально-Якутской низменностью. Наиболее отчетливо граница Средне-Сибирского плоскогорья прослеживается на севере, где нередко край плоскогорья обрывается к низкой равнине уступом, достигающим 100 м высоты. Формирование уступа связано с проявлением новейших тектонических движений.

Рельеф Средне-Сибирского плоскогорья создавался в течение длительного времени, на протяжении которого периоды поднятия и расчленения сменялись периодами покоя и образования кор выветривания. Вершинно-междуречная поверхность плоскогорья представляет собой полигенетическую поверхность выравнивания, которая формировалась в конце позднего триаса и начале ранней юры, затем в позднем мелу и палеогене, а в неоген-четвертичный период испытывала дифференцированные движения.

Новейшие тектонические движения обновили древние структуры Средне-Сибирского плоскогорья. Участки относительных поднятий испытали усиленное эрозионное расчленение, а в относительно стабильных районах сохранились от размыва реликты древней поверхности выравнивания. Основной чертой рельефа рассматриваемой области является его зависимость «от особенностей геологического строения и отчетливая тенденция к формированию структурно-денудационных форм» (Леонов, Лунгерсгаузен, 1959). Структурные и литологические особенности строения Средне-Сибирского плоскогорья наряду с различной степенью размыва тех или иных его участков способствовали созданию своеобразных, в основном структурно-денудационных, типов рельефа.

В пределах Средне-Сибирского плоскогорья, входящего в Западную Якутию, выделяются следующие геоморфологические районы: а) глыбовое низкорье и денудационная равнина Анабарского массива; б) Лено-Анабарская денудационная равнина (на склонах Анабарской антеклизы); в) Оленекская и Куйокско-Далдынская равнина (в области Оленекского и Куйокско-Далдынского сводов); г) Вилуйское структурно-денудационное трапповое плато (в пределах восточного склона Тунгусской синеклизы); д) Лено-Ньюская структурно-денудационная равнина (в области Ангаро-Ленского прогиба); е) структурно-денудационное плато Чекановского (в приплатформенной части Ленского прогиба).

### **Глыбовое низкорье и денудационная равнина Анабарского массива**

Рассматриваемый район располагается в наиболее возвышенной части Анабарской антеклизы, в пределах которой на поверхность выходят породы архейского кристаллического фундамента.

Анабарский массив представляет собой одно из крупнейших поднятий поверхности плоскогорья, по своей форме напоминающее несколько деформированный пологий купол, осложненный массивными выступами и глубоко расчлененный речными долинами. В центре высота его над уровнем моря достигает 905 м.

Благодаря новейшим поднятиям, которые были унаследованы от древних и проявлялись более интенсивно в пределах массива, чем на крыльях Анабарской антеклизы, он отчетливо выделяется среди прилегающих равнин. От подножия поднятия к его центру высоты междуречий быстро увеличиваются, приблизительно на 300 м на протяжении 20—30 км.



В центральной и западной частях Анабарского массива М. Т. Кирюшина (19596) выделяет горстовые поднятия, которые образуют низкогорный рельеф. Вершины гор плоские и представляют собой остатки когда-то единой поверхности выравнивания, поднятые на различную высоту при дифференцированных новейших движениях отдельных блоков. Анабарские горы пересекаются в широтном направлении глубоко врезанной долиной р. Мал. Куонамка с ее притоками. В результате образуются очень резкие формы, хотя каньонообразных долин почти не встречается. В верхней части склонов долин и гольцовых вершин широко распространены нагорные террасы, достигающие больших размеров. Для большей части Анабарского поднятия характерен крупноувалистый рельеф с пологими склонами долин, отличающихся относительно крутым продольным профилем. В условиях холодного климата, в условиях тундры и северной тайги на склонах широкое развитие получают процессы склоновой денудации, особенно солифлюкции.

По данным С. А. Стрелкова (1965), на возвышенной части Анабарского массива в период самаровского и зырянского оледенений существовал ледниковый щит. Следы оледенений в виде озоз, скопления валунно-галечникового материала на междуречьях и небольших моренных гряд в долинах встречаются на окраине Анабарского массива в поле распространения протерозойских и палеозойских отложений.

### Лено-Анабарская денудационная равнина

Лено-Анабарская денудационная равнина располагается на южном и юго-восточном склонах Анабарской антеклизы, в области распространения кембрийских и ордовикских карбонатных пород. Она представляет собой денудационную поверхность, которая была приподнята новейшими тектоническими движениями и в зависимости от их интенсивности в различной степени расчленена.

По мере удаления от Анабарского массива высоты междуречий Лено-Анабарской равнины плавно поднимаются от 550—500 до 450—350 м. Намечается различие в геоморфологическом строении северо-западной, южной и восточной частей данного района.

Небольшие высоты (около 200 м) характерны для северо-западной части Лено-Анабарской равнины, где междуречья представляют собой невысокие увалы, плавно переходящие в пологие склоны речных долин. В этом районе Лено-Анабарская равнина не испытала столь совершенного выравнивания, какое наблюдается на востоке. Задолго до врезания главнейших современных рек она характеризовалась довольно сложным увалистым рельефом с системой долин, сохранившихся местами и до настоящего времени. На приводораздельных поверхностях в широких долинообразных понижениях древней равнины встречаются остатки мелового и палеогенового аллювия или продукты его переотложения (между верховьями рек Биректе и Некекит, в верховьях северных притоков р. Некекит и т. д.).

В результате новейших поднятий произошла перестройка речной сети, которая была, по мнению М. Т. Кирюшиной, наиболее интенсивной в позднечетвертичное время.

Наиболее пониженная часть Лено-Анабарской денудационной равнины располагается на площади Аганылийской впадины, к юго-западу от Анабарского массива. Она представляет собой зандровую равнину, сформировавшуюся в мульдообразном прогибе широтного простиранья. Плоская, в значительной степени заболоченная Аганылийская равнина сложена четвертичными песчаными суглинками, супесями и песками,

с галькой и валунами пород Анабарского массива. Для нее характерно развитие широких плоскодонных ложбин стока с формирующимися в них озерно-болотными отложениями, под которыми обнаруживаются преимущественно более грубые отложения русловых фаций — вплоть до валунных галечников. В северной части равнины кое-где встречается размытый моренно-холмистый рельеф. Образование задровой равнины связывается с зырянским оледенением, когда еще не сформировался сток вод по р. Котуй на север, и помимо талых вод, хлынувших в котловину с Анабарских ледников, сюда также текли потоки с запада.

Иное строение имеет Лено-Анабарская равнина вдоль южного склона Анабарской антеклизы. В бассейнах верхнего течения рек Марха, Моркока, Силигир древняя дочетвертичная поверхность выравнивания подверглась интенсивному расчленению, а залегавшие на ней покровные отложения были почти полностью размыты. В этом районе преобладающим типом рельефа является плоское или полого-волнистое плато с абсолютными отметками 400—500 м. Поверхности междуречий заболочены. Они расчленены глубоко (на 100—150 м) врезанными долинами, имеющими V-образный профиль и крутые склоны. На склонах отчетливо прослеживаются структурные уступы, связанные с различной плотностью отдельных слоев, моноклинально или горизонтально залегающих карбонатных отложений палеозоя. Характерно присутствие многочисленных деллей, покрывающих перистым рисунком склоны долин и междуречий. Интенсивность расчленения увеличивается по мере приближения к среднему течению р. Оленек. Здесь равнинные междуречья достигают ширины лишь 1—2 км. При этом в одних случаях они характеризуются полого-выпуклыми или увалистыми формами, в других — почти идеальной равнинностью, обусловленной горизонтальным залеганием относительно устойчивых к размыву пластов. Преобладающим по площади элементом рельефа являются склоны долин. Поймы и надпойменные террасы, за редким исключением, распространены лишь в сравнительно узкой приречной полосе.

На юго-восточном и восточном склонах Анабарской антеклизы Лено-Анабарская равнина представляет собой древнюю поверхность выравнивания, значительные участки которой благодаря относительно слабым новейшим поднятиям уцелели от размыва. Водораздельные плато характеризуются плоским и полого-волнистым рельефом, морфологический облик их в известной степени зависит от состава пород. На карбонатных палеозойских толщах формируется, как правило, полого-волнистое плато. Пологие склоны обычно ступенчатые, что отражает чередование пластов более и менее устойчивых к выветриванию пород. На мезозойских породах междуречные пространства почти идеально плоские, очень сильно заболоченные. Отпрепарированные интрузии траппов в рельефе образуют возвышенности, всхолмления. Всем водоразделам свойственна выположенность форм.

Наиболее хорошо сохранился рельеф древней дочетвертичной денудационной поверхности в верховьях рек Ханья, Тюкян и Тюнг, Моторчуна, Северная. Ввиду небольшой амплитуды поднятий эта территория слабо расчленена современными реками. Поверхности междуречий (абсолютные отметки 300—350 м) представляют собой идеально плоскую равнину, сильно заболоченную, с бесчисленными озерами различной формы и размеров. Большинство западин и понижений на поверхности равнины имеют термокарстовое происхождение. Они связаны между собой сетью ложбин, по которым в дождливое время года переносится илистый и тонкопесчаный материал. Верховья притоков, расчленяющих равнину, имеют вид плоских широких ложбин, которые

развиваются больше за счет солифлюкционного течения грунта, чем в результате эрозии. Поверхность равнины плавно переходит в широкие склоны междуречий, покрытые мощным глинистым делювиальным покровом и рассеченные многочисленными деллями (последние имеют ширину 1—2 м, редко до 10 м и врезаются не более чем на 1 м).

Долинная сеть рассматриваемого района заложилась в четвертичный период. Долины имеют четкие очертания, глубоко врезаются. Все крупные речные долины террасированы; число террас достигает шести. Террасы могут быть подразделены на три комплекса. Наиболее высокие (раннечетвертичные) террасы с высотами от 150 до 60—80 м отвечают начальному этапу расчленения древней поверхности выравнивания. Во время их формирования речные долины были неглубокими, но широкими. В них сносился обильный крупнообломочный материал с окружающих междуречий. Второй комплекс террас образовался в первую половину среднечетвертичного времени. Образованию террас предшествовал глубокий эрозионный врез, достигавший почти современного уровня. В связи с этим террасы или безцокольные, или имеют низкий цоколь. Высота террас 60—40 м.

Третий комплекс низких аккумулятивных террас относится к концу среднечетвертичного и позднечетвертичного времени. В долинах отмечаются две или три террасы с высотами 12—15, 20—25 и 30—35 м. Как правило, высоты всех террас возрастают с юго-востока на северо-запад, что отражает большее неотектоническое поднятие этой части площади.

Большинство рек имеют широкую пойму — до 2—4 км, с двумя уровнями. Высокая пойма, высотой до 10—14 м, заливается не во все паводки и по существу является формой, переходной к надпойменной террасе. Она повсеместно заросла лесом. На ней множество озер старичного происхождения. Низкая пойма, высотой 1,5—3 м, узкая (100—300 м) и имеется во всех долинах. В руслах большинства рек встречается много островов и береговых кос, местами значительных размеров.

Микрорельеф как на водоразделах, так и в речных долинах формируется под влиянием процессов, связанных с развитием многолетней мерзлоты. Повсеместно распространены полигональные грунты, бугры пучения, солифлюкционные оплывины, термокарстовые формы и т. д.

### **Оленекская и Куойско-Далдынская денудационные равнины**

Рассматриваемый район располагается в восточной части Анабарской антеклизы в пределах Оленекского и Куойско-Далдынского сводовых поднятий, разделенных Кютингдинским прогибом. В сводовых частях поднятий обнажаются породы кристаллического фундамента, протерозоя и кембрия. Формирование рельефа началось во второй половине мезозоя после регрессии моря. В течение весьма длительного времени господствующими процессами рельефообразования были эрозия и денудация, которые привели к нивелировке обширных пространств и к созданию единой поверхности выравнивания. На одном уровне оказались породы архея, протерозоя, палеозоя и мезозоя. Процессы планации продолжались вплоть до конца неогена, когда началось общее эпейрогеническое поднятие территории, за которым последовали расчленение и разрушение поверхности выравнивания. В настоящее время реликты древней поверхности выравнивания можно видеть только в глубине водораздельных пространств, не затронутых эрозионным расчленением. Четвертичный период явился эпохой интенсивных поднятий, которые неодинаково проявились в разных частях территории. Наиболее приподнят Оленекский свод, для которого амплитуда неотектони-

ческих движений положительного знака составляет 350—450 м. Несколько меньше приподнято Куойкско-Далдынское поднятие — до 250—300 м. Область Кютингдинского прогиба отставала в поднятии, амплитуда поднятия не превышала 100—150 м.

Неотектонические движения определили основные черты орографии территории. Древняя поверхность выравнивания была неравномерно приподнята и в различной степени расчленена. Так, в краевых частях Оленекского поднятия, воздымающегося наиболее интенсивно, глубина расчленения достигает 350 м. Долины здесь очень узкие, в основном V-образные, местами и каньонообразные, с очень крутым невыработанным продольным профилем, русла изобилуют порогами и водопадами. Высота наиболее крупных водопадов достигает 35 м (верховья р. Чускуун и др.). Междуречья, как правило, узкие, их ширина колеблется в пределах 1—3 км. Склоны междуречий изобилуют структурными уступами высотой до 10—12 м. В центральной части поднятия, на междуречье Хорбусуонки и Кютингде, на значительных площадях сохранились реликты древней поверхности выравнивания, характеризующиеся большой выровненностью и незначительным эрозионным расчленением. Здесь ширина междуречий достигает 10—15 км, а глубина вреза не превышает 100 м.

В пределах Куойкско-Далдынского поднятия глубина расчленения плато 200—250 м. Долины рек, текущих на север в р. Оленек, врезаны глубже, чем долины притоков р. Молодо. Плоские междуречные пространства достигают ширины 6—10 км. Особенности их строения в значительной степени определяются литолого-структурными особенностями. Многие крупные силлы траппов бронируют значительные площади плато. В силу своей устойчивости они в наибольшей степени уцелели от размыва и занимают господствующее положение в современном рельефе в виде высоких столовых останцовых вершин и целых массивов.

Обширная равнина, располагающаяся в бассейне р. Кютингде, является наименее приподнятой и слабо расчлененной частью территории. Здесь довольно широко распространены аккумулятивные формы рельефа. Средняя ширина аккумулятивной песчаной равнины равна примерно 15 км. Поверхность ее плоская. Во многих местах сохранились следы блуждания русел, крупные озерные котловины. Песчаные накопления неоднократно подвергались воздействию эоловых процессов. На поверхности равнины присутствуют многочисленные остатки древних дюн, песчаных бугров и дефляционные котловины. Процессы разветвления идут и в настоящее время. Кроме того, широко распространены термокарстовые западины, занятые озерами и болотами, и микроформы рельефа мерзлотного происхождения. В общем, рельеф Кютингдинского прогиба существенно отличается от рельефа высоких плато Оленекского и Куойкско-Далдынского поднятий.

Самостоятельным крупным элементом рельефа территории являются долины рек Оленек, Молодо, Кютингде и др. В их строении в наибольшей степени отражены особенности развития территории в четвертичный период. Долина р. Оленек в пределах Куойкско-Далдынского поднятия глубоко врезана (до 200—250 м). Она широкая, относительно симметричная. Ее склоны четкие, обрывисты только на отдельных участках. Довольно значительные площади занимают террасы, число которых равно пяти. При выходе ее в Кютингдинский прогиб правый борт долины теряет свою четкость и сливается с обширным понижением по р. Кютингде. В пределах Оленекского поднятия долина р. Оленек узкая, коренные склоны обрывисты, долина имеет каньонообразный характер. Террасы сохранились редко, в виде небольших обрывков. Высоты одно-возрастных террас здесь на 20—40 м выше, чем на других участках

долины. Все это является следствием особенно интенсивных новейших движений, охвативших Оленекское поднятие.

Долина р. Молодо имеет значительно меньшие масштабы. Ширина ее, как правило, не превышает 2—3 км, глубина вреза 100—150 м. При пересечении трапповых интрузий долина имеет характер каньона. На участках развития осадочных пород палеозоя она несколько расширяется. Характерны врезанные меандры. В поле развития рыхлых мезозойских толщ долина особенно широка. По р. Молодо наблюдается пять террас и пойма, высота которых соответственно равна 3—8 м (пойма), 10—15, 18—22, 30—40, 50—55 и 60—80 м.

Долины более мелких рек имеют много общего с долиной р. Молодо. Часто долины ряда мелких рек и ручьев заложены по разломам.

### Вилуйское структурно-денудационное трапповое плато

Вилуйское трапповое плато располагается в пределах восточного склона Тунгусской синеклизы, сложенного песчано-глинистыми и туфогенными породами. Осадочную толщу пронизывает большое количество интрузий траппов всевозможных размеров, форм и мощностей.

Трапповое плато занимает значительную часть бассейна верхнего и среднего течений р. Вилуй, бассейна верхних течений рек Моркока и Марха. Высоты междуречий в среднем составляют 450—500 м, относительные превышения 150—200 м.

На протяжении длительного периода континентального развития, который пережила описываемая территория, здесь была снесена мощная толща пород, отпрепарированы интрузии траппов и срезаны примерно под один уровень различные по возрасту образования (нижнепалеозойские, пермские и триасовые). Мощность размытых отложений составляла несколько сотен метров. В результате чередования пород, неодинакового устойчивых к процессам денудации, а также многочисленности форм трапповых интрузий строение структурно-денудационного рельефа Вилуйского траппового плато очень разнообразно. Можно встретить отдельные столовые возвышенности, плоские, грядовые, холмисто-увалистые поверхности плато, резко выраженный скелетно-грядовый рельеф или плоскую заболоченную равнину, среди которой поднимаются отдельные холмы.

В низовьях р. Арга-Сала в рельефе доминируют столовые возвышенности и обширные плато протяженностью в десятки километров, бронированные мощными интрузиями траппов. Они возвышаются над окружающей местностью на 70—150 м. Для столовых возвышенностей характерны структурные уступы, осложняющие склоны. Равнинные поверхности наиболее значительных плато не являются полностью структурными. Они представляют собой древнейшие выровненные поверхности с типичным для них пологим увалистым рельефом. На этих поверхностях часто встречается прекрасно окатанная галька кварцитов, кварца, кремней, некоторых роговиков и других прочных пород, что свидетельствует о процессах выравнивания и длительности последующего преобразования, когда менее прочная трапповая галька успела разрушиться. По-видимому, здесь присутствуют остатки наиболее древней — мезозойской (позднетриасовой — раннеюрской) выровненной поверхности, сохранившейся благодаря сравнительной прочности траппов. Траппы не только участвуют в формировании бронированных ими возвышенностей, но осложняют развитие рельефа на прилегающих к ним площадях. Благодаря их прочности создаются долговременные местные базисы эрозии и денудации, замедляется нормальное развитие значительных участков речных долин, стимулируется боковая эрозия в

податливых к размыву осадочных толщ и ослабляется вынос продуктов разрушения, создаются условия для перехватов и перестройки эрозионной сети, для накопления рыхлых отложений в покинутых реликтовых долинах.

В бассейне верхних течений рек Вилюй и Марха широко распространены платообразные поверхности, выработанные на пластовых интрузиях траппов. Они занимают наиболее высокие участки междуречий и располагаются на абсолютных отметках от 600 до 400 м. Рельеф траппового плато в значительной степени зависит от строения отпрепарированного интрузивного тела. На пластовых интрузиях развиты плоские или слабо волнистые поверхности с отдельными участками скопления многочисленных небольших озер. Подобная картина наблюдается в верховьях р. Вилюй, на междуречье Очугуй-Ботуобуи и Вилюя. В бассейне рек Ахтаранда, Холомолох, Моркока, Улахан-Ботуобуя и др. — в области распространения пластовых интрузий, прорванных дайками траппов, — рельеф плато становится грядово-холмистым или грядовым. Гряды поднимаются на высоту 10—15 м над поверхностью плато и расходятся в разных направлениях.

Грядовый рельеф на трапповых плато может иметь и другое происхождение. На междуречье Вилюя и Улахан-Ботуобуи участки грядово-холмистого рельефа связаны с образованием на поверхности траппового плато серии тектонических трещин, впоследствии расширенных и углубленных эрозией и денудацией. Вдоль склонов долин трещины могли возникнуть в результате процессов отседания склонов (Сахарова, 1950), что также при дальнейшем размыве способствовало образованию грядовых и грядово-холмистых междуречий.

Трапповые плато почти повсеместно оконтуриваются уступом, покрытым глыбовой осыпью. На крутых склонах осыпи спускаются вниз в виде каменных рек — курумов, образующих у подножия склонов широкие россыпи. Под влиянием мерзлотных процессов и силы тяжести осыпь медленно передвигается вниз по склону, благодаря чему постоянная крутизна уступа поддерживается, а траппы разносятся далеко в стороны от коренного источника.

Речные долины, прорезая пластовые тела, образуют узкие каньоны, с крутыми скалистыми обрывами по склонам и порогами в русле. Продольные профили таких рек не выработаны. Более пологие участки чередуются с крутыми уступами. Пойма нередко эрозионная. Террасы развиты слабо и прослеживаются вдоль склонов долин в виде узких полосок или отдельных сегментов. Русла небольших рек и ручьев сплошь засыпаны осыпями из угловатых глыб и обломков траппов. Водоток идет под ними и почти не появляется на поверхности.

В верхнем течении р. Вилюй, в бассейнах рек Лахарчана и Чирко, в верховьях р. Ахтаранда широко распространен своеобразный скелетно-грядовый рельеф, строение которого целиком определяется литологическими особенностями пород, слагающих район. Здесь развиты легко размываемые туфогенные и песчано-глинистые отложения, которые почти повсеместно прорваны дайками и мелкими телами траппов различной формы. Рыхлые осадочные толщи в процессе размыва были в значительной степени уничтожены, тогда как на траппы очень мало воздействовали агенты денудации. В результате этого рельеф приобрел как-бы двухъярусное строение. Нижний уровень представляет собой совершенно плоскую поверхность с многочисленными, интенсивно петляющими и почти не врезанными водотоками. Верховья долин расширены (до 3—4 км) и сильно заболочены. Отпрепарированные дайки и трапповые тела поднимаются над равниной на высоту 30—50 м, образуя верхний ярус. Они причудливо соединены между собой в виде холмов и гряд,

которые местами тянутся на десятки километров. Долины крупных рек имеют четковидное строение. На участках, сложенных рыхлыми отложениями, они расширяются до нескольких километров. По берегам прослеживается ряд широких террас, в русле — косы и отмели. В местах пересечения реками трапповых тел долины снова становятся узкими.

На отдельных участках Вилюйского плато, например на междуречье Чоны и Улахан-Ботуобуи, где широко распространены континентальные отложения нижней перми, образовалась плоская, местами холмистая равнина, переработанная современной денудацией. Пермские отложения отличаются небольшой плотностью и легко поддаются размыву, задерживая на своей поверхности атмосферные осадки. Все это привело к образованию под влиянием длительной денудации почти идеально плоской платообразной поверхности с многочисленными заболоченными понижениями в центральных частях междуречий. Водораздельные пространства имеют абсолютную высоту 350—400 м и расчленяются сетью слабо врезанных речных долин с широкими заболоченными днищами. Даже такие крупные притоки р. Улахан-Ботуобуя, как реки Арбангда-Сиэнэ и Курунг-Дьюнкун, образуют почти не врезанную долину с вогнутыми склонами, незаметно переходящими в междуречья. В верховьях долин развиты болота шириной до 4—6 км, с массой озер и термокарстовых западин. Ландшафт оживляют отдельные холмы — отпрепарированные трапповые тела, местами поднимающиеся на высоту до 50 м.

### Лено-Нюйская структурно-денудационная равнина

Лено-Нюйская структурно-денудационная равнина располагается на юго-западе Западной Якутии в пределах древнего Ангаро-Ленского прогиба. Строение ее рельефа в значительной степени обусловлено тектоникой. В районе широко развиты линейные складки северо-восточного простирания, которым, как правило, соответствуют возвышенные участки на междуречьях (гряды и увалы). Ориентировка речной сети также строго подчинена направлению структур и разломов. Даже такие крупные реки, как Лена и Нюя, текут на северо-восток, дугообразно изгибаясь, согласно простиранию основных структур. Аналогично ведут себя их притоки — Хамакы, Чайанда, Олдон, Хотохо и др.

Значительную роль в образовании рельефа Лено-Нюйской равнины играло чередование очень стойких к размыву пород нижнего кембрия и сравнительно легко разрушающихся отложений ордовика и верхнего кембрия.

Лено-Нюйская равнина формировалась на протяжении длительного времени в условиях континентального развития. Особенно интенсивно размыв шел в области левобережья Лены и Нюи, где было снесено около 300—400 м отложений. В результате избирательной денудации линейные структуры Ангаро-Ленского краевого прогиба оказались отпрепарированными. Выведенные на дневную поверхность антиклинали образовали грядовый рельеф. К северу от Нюи складки развиты меньше. Здесь сформировалась холмисто-увалистая и плоско-увалистая поверхность.

Близость р. Лены (базиса эрозии) и различная твердость пластов способствовали глубокому расчленению территории, образованию асимметричных долин, отвесных и ступенчатых склонов. Долины рек врезаны на 100—250 м. Обычно они заложены согласно структурам. На участках же, где долины секут складки, отмечается их сужение, наблюдаются крутые склоны и невыработанный профиль. Ориентировка речной сети позволяет предположить, что на отдельных участках реки исполь-

зуют для своих долин разрывные нарушения, как обновленные, так и вновь образовавшиеся, в связи с поднятием территории в позднеюрское и плиоцен-четвертичное время.

На севере Лено-Нюйского района, наиболее удаленного от р. Лена, междуречья расчленены слабо и сохранились не затронутые современной эрозией реликты дочетвертичных равнин.

На большей части Лено-Нюйской равнины развита пологоувалистая и холмисто-увалистая поверхность, выработанная на отложениях верхнего кембрия и ордовика. Древняя денудационная равнина в четвертичный период подвергалась интенсивному расчленению. На участках, освоенных водотоками, она была переработана и превратилась в ряд пологих холмов и увалов.

Избирательно-денудационный грядовый рельеф прослеживается в виде трех узких полос в верховьях рек Хотохо, Улахан- и Оччугуй-Мурбайы. Здесь отпрепарированы антиклинальные складки, которые образуют серию гряд высотой 60—70 м и протяженностью от 5 до 60—90 км. Гряды имеют ширину до 1—4 км и асимметричные склоны. Их гребни узкие и острые. Речные долины глубоко расчленяют междуречья (на 150—200 м) и приурочены либо к разломам, либо к межгрядовым понижениям.

В пределах Лено-Нюйской равнины на склонах долин широко развиты оползни и микроформы, связанные с процессами солифлюкции. Этому способствуют глинистые породы нижнего кембрия, слагающие склоны, и значительная глубина вреза. Сравнительно широко распространены карсты. На р. Нюя ниже устья р. Олдон С. Ф. Павлов обнаружил многочисленные карстовые пещеры. Провальные озера длиной до 3 км отмечены в верховьях р. Хамра и по ее притоку Чар-Маастах, где вода уходит в карстовые воронки, образуя сухое русло.

### Структурно-денудационное плато Чекановского

Плато Чекановского располагается на северо-восточной окраине Средне-Сибирского плоскогорья между низовьями рек Лена и Оленек. Оно сформировалось в приплатформенной моноклиальной части Ленского прогиба и было приподнято новейшими тектоническими движениями на высоту более 500 м над уровнем моря. В соответствии с простираем полого залегающих меловых отложений здесь в результате длительной денудации сформировался целый ряд параллельных структурно-денудационных гряд, иногда представляющих собой настоящие куэсты с пологим северо-восточным крылом. Плато расчленено долинами горных рек. Особенно глубокое расчленение наблюдается в нижнем течении р. Экит, а также при пересечении речками отдельных денудационных гряд.

К северо-востоку плато Чекановского продолжается в виде низкого грядового плато Кыстык, которое образует переходную зону между краем Прончищева и Северо-Сибирской низменностью. Высоты плато Кыстык лишь в отдельных случаях достигают 200 м. Оно сложено меловыми отложениями, соответственно их простираем образовалось несколько весьма пологих структурно-денудационных гряд.

### ЦЕНТРАЛЬНО-ЯКУТСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Центрально-Якутская низменность представляет собой равнину с однообразным плоским рельефом. На востоке она ограничена Верхоянскими горами, на западе и юге постепенно переходит в Средне-Сибирское и Лено-Алданское плато. Абсолютные отметки в окраинных



частях низменности составляют 350—400 м. К центру они понижаются до 100—150 м.

Центрально-Якутская низменность сформировалась в пределах крупных отрицательных структур — Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба, которые выполнены легкоразмываемыми терригенными мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Длительное время территория Центрально-Якутской низменности являлась областью погружения и аккумуляции. В отдельных районах опускание прослеживалось еще в конце неогена и, возможно, в начале четвертичного периода.

Своеобразный тектонический режим и широкое распространение малоустойчивых к процессам выветривания пород способствовали образованию равнинного рельефа — плоских или пологоувалистых междуречий, расчлененных неглубоко врезанными долинами. По окраинам низменности, испытавшим относительно большее новейшее поднятие, сформировались холмистые и холмисто-увалистые денудационные равнины. В районах новейших опусканий и слабых поднятий шло накопление мощной толщи озерно-аллювиальных отложений, на которых образовалась почти идеально плоская аккумулятивная равнина.

В пределах низменности к осевым линиям погружения Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба приурочены долины крупнейших рек Западной Якутии — Лены, Вилюя и Алдана. Здесь они расширяются до многих десятков километров, по склонам долин четко прослеживаются террасы.

На территории Центрально-Якутской низменности выделяются геоморфологические районы: а) Вилюйская денудационно-аккумулятивная равнина в области Вилюйской синеклизы и Ангаро-Вилюйского прогиба; б) Ленская равнина в области Ленского прогиба; в) Нижне-Алданская равнина в области Алданского прогиба.

### **Вилюйская денудационно-аккумулятивная равнина**

Рассматриваемый район в структурном отношении соответствует Вилюйской синеклизе и Ангаро-Вилюйскому прогибу, выполненным песчаными и песчано-глинистыми отложениями. Начиная с нижнего мела территория развивалась в континентальных условиях. В плиоцен-четвертичный период в пределах Вилюйской равнины активизировались тектонические движения, имевшие различную интенсивность и направленность. Они в значительной степени предопределили строение современного рельефа.

Вдоль северо-западного и западного склонов Центрально-Якутской низменности на Мархинско-Вилюйском междуречье, т. е. в области сопряжения Вилюйской синеклизы с положительными структурами, новейшие поднятия проявлялись более интенсивно, чем в ее центральных районах, где неотектонические движения долго имели отрицательный знак. В связи с этим активизировались процессы комплексной денудации, склоны низменности оказались расчлененными густой и сравнительно глубоко врезанной сетью водотоков. Сформировалась холмисто-увалистая или грядовая денудационная равнина. Такой же рельеф характерен для приподнимающихся склонов Ангаро-Вилюйского прогиба.

В верхнем течении р. Оччугуй-Ботубуя неравномерность поднятия привела к изменению положения доплиоценовой поверхности равнины и заложению многочисленных параллельных долин, вытнутых с северо-запада на юго-восток. Поверхности междуречий сохранились лишь в виде узких гряд, ограниченных уступом, переходящим в крутые склоны долин.

В центральных частях Ангаро-Виллюйского прогиба и Виллюйской синеклизы в районах с относительно меньшим поднятием, особенно на рыхлых песках и песчаниках мела и неогена, сформировалась слабо волнистая денудационная равнина с однообразными, нередко заболоченными плоскими междуречьями, расчлененными врезанными на глубину 20—60 м водотоками. Склоны речных долин плавно переходят в междуречья. В их образовании немалую роль играют процессы, обуславливающие течение грунта по многолетнемерзлomu слою.

В области развития меловых и неогеновых песков широко распространены эоловые формы рельефа (тукуланы, закрепленные грядово-бугристые пески, отдельные параболические дюны, дефляционные впадины). Одновременно присутствие многолетнемерзлых пород способствует образованию криогенных форм рельефа. Таким образом, формы песчаных пустынь юга и полярных пустынь севера встречаются в пределах рассматриваемого района совместно: булгунняхи и дюны, термокарстовые впадины и дефляционные котловины.

В бассейне нижних течений Вилюя и Алдана и на правом берегу р. Лена, к востоку от г. Якутска, в наиболее пониженных участках Виллюйской низменности располагается обширная, почти идеально плоская равнина, сложенная озерно-аллювиальными отложениями верхне-неогенового — нижнечетвертичного возраста. Ее абсолютные отметки не превышают 120—150 м. По времени образования она синхронна 100—110-метровой террасе р. Вилюй и остаткам древних долин, расположенных на междуречьях в среднем течении рек Вилюй и Марха. По-видимому, в конце неогена и начале четвертичного периода здесь все еще продолжалось прогибание, что привело к накоплению аллювиально-озерной толщи на площади в многие тысячи квадратных километров.

Характерной и специфической чертой рельефа аккумулятивной равнины является исключительно интенсивное и многообразное проявление криогенных процессов (термокарст, солифлюкция, пучение пород, их морозное растрескивание и образование различных полигонов, «вымораживание» крупнообломочного материала и др.). Наиболее развитой формой современного термокарстового рельефа являются аласы. Начавшееся эрозионное расчленение аккумулятивной равнины способствует формированию аласо-озерных ложбин.

На поверхности аллювиальной равнины наблюдаются обширные площади, занятые закрепленными и перевеваемыми песками. На лишенных растительности участках эоловый рельеф постоянно видоизменяется под действием ветра.

Условия холодной пустыни устанавливались в пределах Центрально-Якутской низменности в эпохи всех крупных оледенений, развивавшихся в Центральной Сибири и Верхоянье. В эти периоды в основном и осуществлялись перенос и развевание песков на больших площадях (Леонов, Лунгерсгаузен, 1959).

Весьма своеобразный рельеф имеется в бассейне р. Кемпендйай, где процессами избирательной денудации была выработана равнина, осложненная солянокупольными и карстовыми образованиями. Полоса данного рельефа прослеживается с юго-запада на северо-восток на расстояние до 200 км при ширине 70—80 км. Высоты междуречий колеблются в пределах 300—350 м. Отдельные гряды и купола поднимаются на высоту 80—140 м. Гряды имеют асимметричное строение и резко выделяются на общем фоне поднятия. В ядрах кемпендйайских структур, где на поверхность выходят гипсоносные и соленосные породы, развивается озерно-карстовый рельеф. Озера и провалы с крутыми берегами обычно вытнуты по простираанию структур и достигают глубины 5—20 м. Речные долины нередко заложены вдоль многочисленных

дизъюнктивных нарушений, ориентированных в северо-восточном направлении. Основные реки — Кемпендяй и Кюндяй — врезаны на глубину около 100 м. Реки, берущие начало из озер, как правило, имеют широкие, слабо разработанные и прямолинейные долины. Строение рельефа подчеркивает его избирательно-денудационное происхождение.

### Ленская денудационно-аккумулятивная равнина

Ленская денудационно-аккумулятивная равнина располагается в северной части Приверхоанского краевого прогиба (в пределах Ленского прогиба). Формирование рельефа здесь началось с раннего мела в связи с наступлением эпохи континентального развития.

Рельеф Ленской денудационно-аккумулятивной равнины прост в морфографическом отношении, но очень сложен по генезису. Подавляющая часть территории представляет собой низменность, сильно заболоченную, несущую большое количество озер. Вся ее западная часть (Приленская низменность) занята долиной р. Лена. Абсолютные высоты междуречий колеблются от 20—30 до 100—150 м. Восточнее располагается Приверхоанская наклонная равнина, полого поднимающаяся с запада на восток от 100—150 до 350—400 м. В этой части территории широко распространены ледниковые формы рельефа: конечноморенные гряды, камы, зандровые равнины, западинно-всхолмленный рельеф на основной морене и др. Приверхоанская равнина пересечена серией крупных широких и относительно глубоко врезанных долин. Крупнейшими из них являются долины рек Дянышка, Ундюлюнг, Бегиджан, Собопол, Менкере, Натара, Джарджан, Юел-Сиктях. Приленская низменность и Приверхоанская равнина довольно четко разграничены уступом эрозионного и эрозионно-денудационного происхождения.

В рассматриваемом районе выделяются четыре группы рельефа, различные не только по генезису, но и по времени формирования. В первую группу входит рельеф палеоген-неогеновой денудационной поверхности выравнивания, неравномерно поднятой и расчлененной (Леонов, 1966). Это подавляющая часть Приверхоанской наклонной равнины, в плиоцен-четвертичный период испытавшая поднятие, связанное с воздыманием Верхоянских гор. На поверхности равнины широко развиты ледниковые отложения, с которыми связаны мезо- и микроформы рельефа.

В раннечетвертичное время благодаря интенсивному поднятию произошло крупнейшее в истории р. Лена ступенчатое врезание, местами глубже современного уровня (Колпаков, 1966; Леонов, 1966). Неотектонические движения способствовали появлению долин прорыва и возникновению перехватов. В конце раннечетвертичного времени отмечаются затопление Ленской долины до высоты 235 м над уровнем моря и образование покрова озерно-аллювиальных супесей (Колпаков, 1966). Остатки древнейших террас р. Лена известны почти на всей территории Ленского прогиба. Они не обнаружены только в крайней восточной предгорной полосе. Нередко поверхности высоких террас сливаются с упомянутой выше денудационной поверхностью и подразделить их бывает трудно. Отмечается не менее трех уровней древних террас. Вследствие существенных неотектонических подвижек уровни террас сильно деформированы и высотная их характеристика и сопоставление весьма затруднены. В настоящее время поверхности древних террас встречаются на высотах от 80—100 до 200—240 м. На правобережье р. Лена они перекрыты ледниковыми отложениями и непосредственно в современном рельефе отражаются слабо.

В начале среднечетвертичного времени речная сеть приобретает вид, близкий к современному. Как по конфигурации, так и по глубине вреза среднечетвертичная доледниковая долина р. Лена четкая и широкая, врезана на 80—120 м в поверхность водораздельного плато и высоких террас. В ледниковое время, по данным В. В. Колпакова (1966), долина Лены претерпела неоднократное затопление. Одно из них связано с мессовской трансгрессией (до абсолютных высот 170 м), другое — с казанцевской (до 120 м). Кратковременный подпор р. Лена в пределах рассматриваемого района наблюдался в связи с развитием горного тазовского и раннезырянского оледенений. Длительный подпор до высоты 140 м над уровнем моря был вызван среднезырянским оледенением Верхоянья. Затопления долины Лены способствовали накоплению мощных толщ песков и озерно-аллювиальных супесей.

Ледниковый аккумулятивный рельеф, относящийся к третьему типу, свойствен правобережью р. Лена. По данным В. В. Колпакова (1966), эта территория дважды подвергалась оледенению в среднечетвертичную и трижды в верхнечетвертичную эпохи. Ледники распространялись до линии, соответствующей примерно современному положению р. Лена, а в отдельных местах даже несколько западнее, вызывая ее подпор.

В современном рельефе формы, связанные со среднечетвертичными оледенениями, сохранились только в перигляциальной области. В частности, реликтом древней аккумулятивной равнины, созданной ледниково-паводковыми водами, является озерная равнина района оз. Конара на левобережье р. Лена. Здесь наблюдаются исключительно плоские водоразделы, сопровождающиеся крупными озерными котловинами ледникового и термокарстового происхождения.

Верхнечетвертичные (ранне- и среднезырянское, сарганское) оледенения сыграли большую роль в формировании рельефа. На правобережье р. Лена выделяются три полосы конечноморенных гряд и всхолмлений. Они прослеживаются почти на всем описываемом участке прогиба. Площади, занятые конечноморенными всхолмлениями, в плане имеют форму дуг. Эти всхолмления, сложно сочленяясь друг с другом, образуют целые системы валообразных поднятий. Наиболее ярко конечноморенные гряды выражены у Джарджанского, Менкеренского и Собопольского ледниковых языков. Полосы всхолмлений достигают ширины 5—15 км. Они состоят из чередования гряд, ориентированных в целом параллельно краю бывшего ледника, но имеющих весьма неправильные очертания. Между грядами располагаются озера. Превышение гряд над днищами котловин достигают 20—50 м. Пространства между конечноморенными всхолмлениями в пределах междуречий плоские, местами бугристые, с мелкими озерами. Этот рельеф развивался на основной морене. По мере отступления ледника перед его фронтом потоки формировали плоскую аккумулятивную (водно-ледниковую) равнину, участки которой располагаются в понижениях ледникового рельефа, в широких промоинах и на террасах р. Лена по периферии области верхнечетвертичных оледенений.

Послеледниковый рельеф (четвертый тип) в основном связан с эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек. Реки значительно расчленили ледниковую равнину, сформировали долины с вложенными в них поймой и I террасой. В настоящее время они продолжают создавать обширные поймы. Ширина поймы р. Лена местами достигает 15—20 км. На ней располагается бесчисленное количество озер старичного типа и узких проток.

В формировании рельефа Ленской равнины немаловажная роль, как уже говорилось, принадлежит неотектоническим движениям. Чрезвычайно интересны проявления локальных подвижек, которые вырази-

лись в том, что на фоне общих, умеренных по амплитуде, неотектонических движений отдельные участки испытали более интенсивные перемещения. Геолого-геоморфологическими наблюдениями установлен целый ряд мест, где рост современных структур не вызывает сомнений. Такие участки отличаются почти полным сносом рыхлых отложений, резкой активизацией эрозии, своеобразным центробежным расположением гидросети или обтеканием реками приподнятых участков. В настоящее время установлено несколько десятков локальных поднятий. Важно отметить, что для части из них доказана связь с погребенными структурами в коренных породах. Дешифрирование аэрофотоснимков показывает наличие тектонических трещин, захватывающих новейшие отложения, что еще раз свидетельствует о большой неотектонической активности области прогиба.

### Нижне-Алданская денудационно-аккумулятивная равнина

Восточная часть Центрально-Якутской низменности известна под названием Нижне-Алданской денудационно-аккумулятивной равнины. В структурном отношении она соответствует южной части Приверхо-янского краевого прогиба (Алданскому прогибу).

Большая часть рассматриваемой территории представляет собой плоскую и невысокую (абсолютные отметки от 60—80 до 250 м), сильно заболоченную, аккумулятивную равнину с бесконечным количеством озер разнообразной формы. Равнина образована озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями, в значительной своей части она состоит из поймы и террас рек Лены и Алдан.

По мере приближения к Верхоянскому хребту Нижне-Алданская равнина повышается до 350—400 м. Она прорезается реками Тумара, Дяньшка, Келе, Байльки, Ундюлюнг, Тукулан и другими крупными правыми притоками р. Лена, имеющими широкие и относительно глубоко врезанные долины.

В пределах наклонной равнины, примыкающей к Верхоянскому хребту (к северу от р. Леписке и вдоль правого берега р. Алдан), широко развиты ледниковые формы рельефа: конечноморенные гряды, камы, зандровые равнины.

По данным различных исследователей предполагается, что в рассматриваемом районе было одно или два оледенения в среднем плейстоцене и одно оледенение в верхнем плейстоцене. В бассейне рек Леписке, Тумара и Келе можно предполагать наличие трех оледенений, в северной части территории отчетливо выделяются только два оледенения.

Формы рельефа, связанные со среднечетвертичной ледниковой деятельностью, сохранились в бассейне рек Тумара и Келе. Это невысокие холмы и достаточно протяженные моренные гряды, ориентированные параллельно Верхоянскому хребту, а также дугообразные моренные гряды и примыкающие к моренам плоские участки древней аккумулятивной равнины, сформированной талыми ледниковыми водами.

С верхнеплейстоценовым оледенением связаны формирование крупных троговых долин в краевой части Верхоянского хребта, к которым приурочены наиболее крупные правые притоки р. Лена, а также серия дугообразных моренных гряд на равнине, в приустьевых частях трогов. Гряды высотой от 30 до 70 м группируются в отдельные полосы или достаточно равномерно распределены по площади. В некоторых районах прогиба их насчитывается от 3—5 до 10—12. Они разделяются узкими понижениями, к которым приурочены многочисленные озера.

Небольшие моренные гряды, фиксирующие процесс отступления ледника, устанавливаются не только в предгорьях, но и в пределах трогов, в наиболее крупных боковых долинах. Отдельные ледниковые языки заполняли межгорные впадины в районах к югу от р. Дянышка (район оз. Биллях), в среднем течении р. Леписке, в междуречье Тумары и Семиды и др. При отступании ледника в этих районах образовались слабо холмистые равнины на донной морене, небольшие конечные моренные гряды и равнины, связанные с деятельностью ледниковых вод.

Если рассматривать общую историю развития рельефа Нижне-Алданской равнины, то можно наметить следующую картину. Наиболее древними являются формы рельефа, связанные с древней эрозионно-денудационной поверхностью выравнивания, неравномерно приподнятой и расчлененной в четвертичный период. Реликты этой поверхности сохранились в районах к югу от р. Алдан, на северном склоне Алданской антеклизы и на отдельных участках в предгорьях Верхоянского хребта. Приверхоянский район Нижне-Алданской равнины по существу является частью древней поверхности, усложненной последующими рельефообразующими процессами. К более молодым образованиям относятся формы рельефа, связанные с эрозионной деятельностью Лены, Алдана и их крупных притоков в доледниковый период. Развитие речной сети привело к образованию в пределах древней поверхности выравнивания системы долин и обширных высоких террасовых уровней, реликты которых также сохранились на многих участках Нижне-Алданской равнины. Древние неогеновые и неоген-четвертичные террасы известны на р. Лена в районе г. Якутска, на р. Алдан и в предгорьях Верхоянского хребта. Остатки древних террас установлены, в частности, восточнее Китчанского хребта, в бассейне рек Тумара и Тукулан, на склонах Чечумского и Китчанского хребтов. На р. Лена выделяется несколько уровней древних террас, но в результате последующих тектонических движений террасы были деформированы и разобщены. В среднем и особенно в позднем плейстоцене речные потоки существенно расчленили остатки дочетвертичной поверхности выравнивания, древние высокие террасы Лены и Алдана и ледниковую аккумулятивную равнину в предгорьях Верхоянского хребта. В течение этого времени они образовали достаточно хорошо разработанные долины, несколько уровней низких террас и обширные поймы.

Существенную роль в формировании рельефа района сыграли новейшие и современные тектонические движения. Они обусловили различную степень расчленения рельефа, неравномерность поднятий отдельных участков дочетвертичной поверхности выравнивания, деформаций уровней террас, а также формирование в пределах долин Лены и Алдана участков интенсивной аккумуляции.

### ЛЕНО-АЛДАНСКОЕ ПЛАТО

Лено-Алданское плато располагается к югу от Центрально-Якутской низменности. На востоке оно граничит с Верхоянским хребтом, на юге переходит в высокое Алданское нагорье.

В структурном отношении рассматриваемая область соответствует северному склону Алданского щита, в пределах которого архейские кристаллические породы перекрываются моноклинально залегающими отложениями палеозоя. Наиболее широко развиты карбонатные толщи нижнего кембрия.

В моделировке современного рельефа Лено-Алданского плато основную роль играла длительная комплексная денудация, происходившая в условиях сводообразных новейших тектонических поднятий.

Лено-Алданское плато представляет собой наклонную поверхность со сравнительно однообразным столово-ступенчатым рельефом. Высоты междуречий понижаются с юга на север от 850—700 до 500—400 м.

При формировании рельефа региона особое значение имел литологический фактор. Плотные доломиты и известняки являются бронирующими для легкоразрушающихся мергелей и глинистых сланцев. Они способствовали образованию столовых возвышенностей. Массивные известняки образуют характерные глыбовые и плитчатые осыпи, среди которых выступают высокие столбовидные скалы. В пределах развития малоустойчивых к денудации мергелей, алевролитов и аргиллитов сформировались плоские и волнистые междуречья, пологие склоны и расширения речных долин. На отложениях с частым переслаиванием пород различной плотности выработались многоступенчатые склоны с уступами высотой 5—25 м и структурные террасы. Магматические образования (дайки и мелкие интрузии), значительно более устойчивые к выветриванию, чем карбонатные породы, отпрепарированы и образуют в рельефе группы останцов, прямолинейные гряды, резкие гребни на водоразделах и склонах, пороги и перекаты в руслах рек.

Лено-Алданское плато глубоко расчленяется долинами Лены, Алдана, Амги и их притоков. В долинах основных рек сформировалось до 6—8 надпойменных террас. Они имеют выпуклый продольный профиль. Долины рек узкие, с крутыми склонами и порожистым руслом. В верхнем течении падение рек Лено-Алданского плато уменьшается, долины расширяются, появляется серия террас. В веховьях они почти не выражены в рельефе. Пологие склоны речных долин плавно переходят в плоские поверхности междуречий.

Характерной чертой рельефа Лено-Алданского плато является широкое развитие карста. На его поверхности сформировались многочисленные и разнообразные карстовые формы различного возраста: западины, воронки, ложбины, озера, карстовые суходолы, ниши. Реже наблюдаются пещеры, подземные галереи и глубокие шахты. Интересно отметить, что карстовые процессы, несмотря на присутствие многолетней мерзлоты, продолжают протекать достаточно интенсивно. В разрезе карбонатных отложений кембрия также присутствуют соли, гипсы, известняки, что наряду с широко распространенной трещиноватостью и низким положением уровня базиса эрозии благоприятствует развитию карста. В некоторых районах Лено-Алданского плато прослеживается так называемый «рудный» карст. Выветривание сульфидных залежей сопровождается высвобождением серной кислоты, которая активизирует карстообразование. Закарстованные участки (современные и погребенные) нередко включают крупные россыпные золоторудные залежи.

## ГОРЫ ВЕРХОЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Верхоянский хребет ограничивает с востока Сибирскую платформу и входит в пределы рассматриваемой территории Якутской АССР своей западной частью.

Верхоянские горы сформировались в области мезозойской складчатости и имеют сложное тектоническое строение, что в значительной мере предопределило строение рельефа региона. Наиболее крупным сооружением является Верхоянский мегантиклинорий. Южнее располагается антиклинорий Сетте-Дабан и Южно-Верхоянский синклинорий. К западу от устья р. Лена прослеживается ветвь мезозойд — Лено-Анабарская зона антиклинальных структур.

Верхоянский хребет оформился в горную страну к началу поздне-меловой эпохи, причем наиболее высокая часть гор соответствовала своду мегантиклинория. Во вторую половину поздне-меловой эпохи происходило разрушение и снижение гор, формировались поверхности выравнивания. В палеогене на месте современного Верхоянского хребта существовало выровненное увалистое низкогорье. В позднем олигоцене (Галабала, 1966), а возможно, в миоцене (Стрелков, 1965) в пределах рассматриваемого региона снова начались поднятия. Значительные поднятия Верхоянской горной страны происходили на протяжении четвертичного периода. Особенно резкий скачок в поднятиях приходится на среднечетвертичное время, когда амплитуда поднятия сводовой части Западного Верхоянья превышала суммарную амплитуду поднятия олигоценового, неогенового и нижнечетвертичного времени (Галабала, 1968).

Древняя поверхность выравнивания оказалась высоко приподнятой и деформированной сводово-глыбовыми дифференцированными новейшими поднятиями. Резко усилились разрушение и расчленение хребта, что привело к почти полному размыву древней денудационной поверхности.

Значительные воздействия на рельеф Верхоянских гор оказали оледенения, неоднократно возникавшие в течение четвертичного периода. Осевые части хребта приобрели альпинотипный характер, выработались троговые долины. У подножия хребта образовались формы рельефа, связанные с моренными и водно-ледниковыми отложениями. Под воздействием гравитационных, нивальных и морозно-солифлюкционных процессов продолжает формироваться современный рельеф склонов горного сооружения. На рассматриваемой территории в зависимости от строения рельефа выделяются следующие геоморфологические области: 1) структурно-денудационные кряжи в области Лено-Анабарской зоны антиклинальных складок; 2) структурно-денудационные преимущественно складчатые горы в области Верхоянского мегантиклинория (Орулганский хребет); 3) структурно-денудационные глыбово-складчатые горы в области Сетте-Дабанского горст-антиклинория (хребты системы Сетте-Дабан); 4) структурно-денудационные глыбово-складчатые горы в области Южно-Верхоянского синклинория (хребты системы Сунтар-Хаята).

#### **СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ КРЯЖИ В ОБЛАСТИ ЛЕНО-АНАБАРСКОЙ ЗОНЫ АНТИКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДОВ**

Лено-Анабарская зона антиклинальных складок Верхоянского горного сооружения представлена тремя крупными антиклинальными структурами, которые выражены в рельефе в виде невысоких кряжей, разделенных небольшими впадинами.

Вдоль Оленекской протоки протягиваются так называемые горы Ангардам-Тас высотой до 529 м. Они представляют собой единую линейную складку, в пределах которой выработан структурно-денудационный грядовый и куэстовый рельеф, развитый на антиклинальных и синклинальных структурах второго порядка. Гряды расчленены горными речками, часто прорезающими их насквозь и разделяющими на отдельные куполовидные или столовые вершины. Выровненность вершин связана либо с сохранением реликтов дочетвертичной выровненной поверхности, либо с бронирующей ролью плотных нижнемеловых песчаников в ядре синклинальной складки.



К северо-западу от устья р. Оленек располагается кряж Прончищева высотой до 315 м, который протягивается на 200 км. Это линейное поднятие, осложненное брахиморфными и куполовидными складками. На южном склоне кряжа развиты куэстовые гряды. Его северный склон выражен в виде уступа высотой до 150 м, сформировавшегося по линии сброса. Северный склон кряжа Прончищева интенсивно расчленяется горными речками, имеющими глубоко врезаемые V-образные долины с выпуклыми, покрытыми осыпями склонами.

### СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО СКЛАДЧАТЫЕ ГОРЫ В ОБЛАСТИ ВЕРХОЯНСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

В пределах горной области, располагающейся на территории Верхоянского мегантиклинория, С. С. Коржуев выделяет ряд хребтов (цепей). Наиболее крупный из них — Верхоянский — протягивается с севера на юг почти на 1200 км, примерно от 70° с. ш. до бассейна р. Томпо, меняя свое простираие от почти меридионального до субширотного. К востоку от меридиональной части Верхоянского хребта располагается второй по величине хр. Орулган. Продолжением Верхоянского хребта к северу является хр. Хараулах, к северо-западу от которого расположен хр. Туора-Сис. К востоку от хр. Хараулах иногда выделяют Приморский кряж. К востоку от северной части хр. Орулган находятся два сравнительно небольших хребта — Огонер-Тас и Систинджинский. К западу от Верхоянского хребта и к востоку от устья р. Вилюй расположены небольшие хребты Тыгындинский и Кутургинский.

Следует отметить, что некоторыми исследователями выделен под названием «хребет» еще ряд антиклинальных сооружений типа Тыгындинского и Кутургинского хребтов. В целом же вся совокупность названных хребтов представляет собой гигантское сводовое поднятие общей протяженностью свыше 1500 км, которое нередко описывается в литературе под общим названием «Верхоянский хребет». Так же используется это понятие и в настоящей работе.

Верхоянский хребет громадное среднегорное и отчасти высокогорное сооружение. Районы максимальных высот располагаются на юге, в субширотной части хребта (2295 м) и на севере (южная часть хр. Орулган — 2389 м). Характерными особенностями Верхоянского хребта являются преобладающий альпийский рельеф с узкими гребнями гор, асимметричность строения с крутым западным и более пологим восточным склонами и четкое соответствие морфологических форм и тектонических структур. Последнее свидетельствует об унаследованности новейших тектонических движений от древних.

Интенсивные новейшие движения, способствовавшие быстрому поднятию Верхоянского хребта, привели к резкому оживлению экзогенных процессов. Агентами денудации в северной части хребта была расчленена и почти полностью уничтожена древняя поверхность выравнивания, которая сохранилась на вершинах гор лишь небольшими участками. В сводовой части хребта и на сложноскладчатом западном склоне рельеф представляет собой узкие и остроконечные скалистые гребни с относительными превышениями, достигающими 900—1100 м.

Западный склон северной части Верхоянского хребта, обращенный к Ленской равнине, крутой и расчленен глубоко врезаемыми речными долинами, ориентированными преимущественно вкрест простираия структур. Его восточный склон расчленен значительно слабее запад-

ного. Рельеф характеризуется сглаженными, сравнительно пологими очертаниями с относительными превышениями 500—700 м. Пологое залегание пластов и слабая контрастность новейших движений на восточном склоне хребта способствовали сохранению широких плоских водоразделов, представляющих собой остатки древней пенеппенизированной поверхности, наклоненной на восток.

Западный склон южной субширотной части Верхоянского хребта относится, по данным Д. М. Колосова (1947), к области грядового рельефа, для которого характерны средневысотные гряды и цепи. Абсолютные отметки их колеблются в пределах 1500—2400 м, относительные превышения 800—100 м. Простираение гряд и цепей обычно совпадает с простираением складчатых структур мегантиклинория; при этом отмечается, что морфологические особенности складок (в частности, крутизна крыльев) и литологический состав слагающих их пород иногда оказывают заметное влияние на формирование деструктивных форм рельефа — образуются куэсты, обрывы на склонах гор и др. В пределах распространения преимущественно сланцевых пород широко развиты обвально-осыпные формы.

Восточный склон этой части хребта и зона главного водораздела, по данным Д. М. Колосова, относятся к области плосковершинного рельефа, представляющего собой остатки пенеппенизированной поверхности, полого наклоненной в восточном и северо-восточном направлениях; в водораздельной зоне хребта абсолютные отметки этой поверхности 2000—2400 м, а у восточной окраины при переходе в Яно-Оймяконское нагорье 800—900 м. И только на отдельных участках в верховьях р. Эчий на общем фоне пенеппенизированного ландшафта выделяются останцовые возвышенности, сложенные, как правило, интрузивными и контактово-метаморфическими породами. Характерные формы рельефа наблюдаются на левобережье р. Бытантай. Здесь встречаются конусообразные горы, сложенные сланцами, и горы, напоминающие по форме усеченные конусы с плоскими ровными вершинами, сложенными обычно горизонтально залегающими пластами песчаников и сланцев.

По данным Д. М. Колосова, поверхности выравнивания, аналогичные пенеппенизированным поверхностям восточного склона, наблюдаются и на западном склоне, где им соответствует плоскогорный рельеф между отдельными грядами.

Резкая асимметрия хребта подчеркивается и характером эрозионной деятельности гидросети на его западном и восточном склонах. Водотоки, стекающие с западного склона, находятся в стадии глубинной эрозии; поймы рек, как правило, глубоко врезаются в днища троговых долин. Аккумуляция рыхлого материала происходит преимущественно в среднем и нижнем течениях рек. Водотоки восточного склона хребта, сохраняя черты горных потоков, имеют более «старческий» облик. Большая часть рек находится в стадии боковой эрозии. В широких долинах рек происходит перемывание и перетолжение рыхлого материала. И только на отдельных участках (на левобережье р. Бытантай, по р. Аркачан и др.) в результате, очевидно, локальных поднятий водные потоки охвачены процессом глубинной эрозии.

Моделировке рельефа Верхоянского хребта немало способствовали четвертичные оледенения, благодаря которым образовались кары и широкие троговые долины, где отчетливо прослеживаются аккумулятивные ледниковые формы рельефа. На восточном склоне хребта в отличие от западного троговые долины достигают большой ширины и слабо затронуты эрозией.

## СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТЫЕ ГОРЫ В ОБЛАСТИ СЕТТЕ-ДАБАНСКОГО ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЯ (ХРЕБТЫ СИСТЕМЫ СЕТТЕ-ДАБАН)

Западная ветвь южной части Верхоянских гор представляет собой сложно построенное среднегорное (частично высокогорное) сооружение, образовавшееся на глыбово-складчатом основании в результате новейших тектонических поднятий. Выделяется несколько самостоятельных орографических элементов, соответствующих по направлению простирацию основных складчатых структур: на севере — Окраинная гряда и Скалистая цепь, к югу от р. Тыры — цепи Сетте-Дабан и Горностахская. Породы, слагающие эти горные сооружения, характеризуются разнообразным составом и сложной интенсивной дислоцированностью.

Окраинная гряда протягивается на юг от р. Ольчаг, возвышаясь резким уступом над Центрально-Якутской низменностью. Для нее характерны абсолютные отметки до 1557 м, узкие и ровные водоразделы с редкими скалистыми участками. От Скалистой цепи Окраинная гряда отделена полосой пониженного рельефа шириной до 15 км, с плавными междуречьями и пологими склонами. Абсолютные отметки водоразделов в этой полосе не превышают 1300 м. Понижение приурочено к серии продольных разломов и к выходам малоустойчивых пород верхнего кембрия.

Скалистая цепь, образующая восточную часть этой горной страны, отличается от Окраинной гряды большими абсолютными отметками водоразделов (до 2100 м) и большей изрезанностью рельефа.

Водоразделы высокие, скалистые. Они имеют субмеридиональное направление, согласное простирацию складчатых структур. Крутизна склонов и характер водоразделов зависят от залегания пластов и от их прочности. Круто залегающие пласты ордовикских, силурийских и девонских пород образуют, как правило, узкие скалистые водоразделы с крутыми, часто обрывистыми склонами. Эти же породы, залегающие полого или горизонтально, обуславливают формирование более широких и менее скалистых междуречий, на склонах которых встречаются отдельные обрывистые уступы, появляющиеся в местах выходов твердых пород. Отдельные гряды разделяются пониженными участками, которые приурочены к разломам или выходам малоустойчивых к выветриванию пород.

Цепи Сетте-Дабан резко возвышаются над Юдомо-Майским нагорьем. Они состоят из нескольких параллельных гряд, ориентированных в северо-восточном направлении. Наиболее высокая Накалинская гряда располагается вдоль восточного края антиклинория и сложена крутопадающими пластами верхнедевонских пород. Она характеризуется развитием среднегорного рельефа и только между реками Бурхалой и Белая по абсолютным отметкам и характеру рельефа гряда соответствует высокогорному типу. На участке от руч. Муол до р. Лев. Сахара гряда асимметрична, восточный склон крутой, западный — пологий. Отметки вершин гряды с 1700—1900 м на междуречье Тыры — Белая снижаются до 1200—1400 м на водоразделе рек Сахара и Аллах-Юнь.

Западнее Накалинской гряды проходит Хотунская гряда, которая представляет собой западный край цепей Сетте-Дабан. Гряда отличается меньшими абсолютными отметками вершин, редко достигающими 1600 м. Водоразделы в ее пределах узкие, сглаженные, с выпуклыми склонами. На междуречье Сахара — Аллах-Юнь Накалинская и Хотунская гряды сливаются в один хребет, затухающий в долине р. Аллах-Юнь, около устья руч. Коро.

Цепи Сетте-Дабан отделены от Горностахской цепи Бурхалинской депрессией. Последняя прослежена на протяжении 300 км. Ширина депрессии около 5 км. На ее площади отмечаются невысокие (до 1200 м) широкие сглаженные водоразделы и несколько вытянутых в одну линию долин речек разных систем. Происхождение этой депрессии можно связывать с развивающимся в ее пределах крупным разломом.

Горностахская цепь прослеживается в виде несколько выпуклой к западу дуги от р. Тыры до р. Сахара, где она кулисообразно замещается хр. Улахан-Бам. В пределах этой цепи отмечаются водоразделы, ориентированные как по простиранию, так и вкрест простирания структур. Водоразделы, ориентированные вкрест простирания структур, имеют в общем виде четковидную форму, обусловленную моноклинальным залеганием осадочных пород протерозойского возраста. Их склоны симметричны. Водоразделы, согласные со структурами, имеют треугольное поперечное сечение и оканчиваются острыми скалистыми гребнями высотой 40—60 м. Гряды асимметричны, имеют один крутой, а другой пологий склоны, что объясняется моноклинальным залеганием слагающих их пород. Крутой склон представляет собой сочетание отвесных и пологих участков и имеет ступенчатую форму.

Описываемая территория дренируется несколькими крупными реками и их притоками. Все крупные реки — Менкюле, Вост. Хандыга, Саккыыр, Тыры, Белая, Аллах-Юнь и Юдома — пересекают горные сооружения вкрест простирания структур и только на отдельных участках долины заложены согласно их простиранию. Притоки этих рек часто обнаруживают тесную связь с геологическими структурами. Многие из них приурочены к разломам и выходам слабо устойчивых к разрушению пород. Все реки имеют antecedentные участки, свидетельствующие о молодом возрасте поднятий этого района. Как правило, долины рек в пределах горных цепей узкие, часто с каньонообразными участками, береговыми обрывами и порогами. За пределами антиклинория они имеют широкие, хорошо разработанные долины.

В формировании долин крупных рек определенную роль играли процессы ледниковой деятельности. С ней связано образование троговых долин, ледосборных полей и сквозных долин. Следы ледниковой обработки имеют долины рек Вост. Хандыга, Тыры и Белая. По долинам рек Тыры и Вост. Хандыга спускались долинные ледники, образовавшие по выходе из гор конечные морены. В районе рек Белая и Сахара ледники второго долинного оледенения Аллах-Юньского района не входили в пределы антиклинория, а поворачивали вдоль него на юг, где сливались с основным ледником в долине р. Аллах-Юнь. Поэтому вдоль восточного края цепей Сетте-Дабан от р. Белая до рч. Талькинджа, первого притока р. Аллах-Юнь, образовалась сквозная долина, приуроченная к зоне продольных разломов, отделяющих Сетте-Дабанский горст-антиклинорий от Южно-Верхоянского синклинория.

### **СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТЫЕ ГОРЫ В ОБЛАСТИ ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (ХРЕБТЫ СИСТЕМЫ СУНТАР-ХАЯТА)**

Сформировавшийся за длительный послемеловой этап континентального развития древний пенепленизированный рельеф территории Южно-Верхоянского синклинория в результате неотектонических движений поздннеогенового — четвертичного периода был омоложен и под влиянием суммарного воздействия многочисленных рельефообразующих факторов преобразован в современный денудационно-эрозионный рельеф. Геоморфологические особенности рассматриваемой территории.

тесно связаны с ее тектоническим строением и особенностями географического положения.

Хребет Сунтар-Хаята, пересекающий синклиниорий с северо-запада на юго-восток, является главнейшим орографическим сооружением района. К западу и юго-западу от него располагается область сильно расчлененного высокогорья с формами рельефа альпийского типа. К востоку и северо-востоку прослеживается область массивного высокогорья, постепенно, через участки среднегорного рельефа, переходящая в районы низкогорья, которые включают в себя площади холмисто-моренного рельефа, характерного, например, для Агаяканской впадины. К югу от центральной части хр. Сунтар-Хаята располагается область среднегорного рельефа с изолированными высокогорными группами типа Тарбаганаских или Уэмляхских гольцов, причем значительная часть среднегорья относится к северному окончанию Юдомо-Майского нагорья, наиболее пониженной частью которого является Юдомо-Уракская впадина. Территория альпийского высокогорья интенсивно расчленена глубоко врезанными, часто каньонообразными речными долинами с крутыми скалистыми склонами. Гребни водоразделов узкие, зубчатые, водораздельные пространства изобилуют такими ледниковыми формами рельефа, как цирки и кары, причем подавляющая их часть несет следы последующей переработки водно-эрозионными процессами. Наиболее высокие части альпийского высокогорья, где абсолютные отметки вершин и водоразделов достигают 2600—2959 м (гора Мус-Хая), являются ареной деятельности многочисленных современных ледников. Энергичные процессы морозного выветривания ведут к развитию карообразования на склонах, что при наличии современной интенсивной глубинной эрозии поддерживает свежесть альпийского рельефа этой территории.

Рельеф массивного высокогорья наиболее характерен для северо-восточных районов синклинория, где почти отсутствуют ярко выраженные горные хребты и гряды, хотя абсолютные отметки вершин довольно большие (до 1900—2400 м). Широко развиты крупные ледниковые долины, широкие сглаженные водоразделы и многочисленные сквозные долины. Рельеф этой области менее расчлененный, характеризуется большей сохранностью ледниковых форм, повышенным развитием солифлюкционных микроформ, многочисленными участками холмисто-моренного ландшафта, обилием ледниковых озер.

В среднегорной области кроме участков с отдельными высокогорными гольцовыми группами (с альпийским характером рельефа) выделяются районы интенсивно расчлененного рельефа с каньонообразными долинами водотоков и узкими гребневидными водоразделами, а также районы с широким развитием платообразных вершин и водоразделов, обилием троговых долин, часто имеющих сквозной характер, с хорошо сохранившимися скульптурными формами ледникового рельефа. Повсеместно развиты многочисленные речные и ледниковые террасы различных уровней (от 5—8 до 160—200 м).

Районы низкогорного рельефа характеризуются широким распространением аккумулятивных форм ледникового происхождения. Широко развиты кончломоренные гряды, моренные холмы и котловины, часто заполненные ледниковыми озерами, что в целом придает этим районам облик типичного холмисто-моренного ландшафта.

## ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЯ

Рельеф Западной Якутии формировался в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

Зависимость рельефа от геологического строения прослеживается повсеместно, что хорошо видно из приведенных выше описаний строения рельефа различных геоморфологических областей и районов. Отчетливо выявляется связь между древними платформенными и складчатыми структурами и крупными геоморфологическими элементами. Она проявляется как пассивно благодаря литологическому своеобразию пород, так и активно благодаря тектоническим движениям, которые способствовали активизации денудационных процессов (Краснов, Козловская, 1966а). Пологое, практически горизонтальное залегание осадочного чехла в пределах платформенной части Западной Якутии оказалось первопричиной выровненности ее рельефа.

Литологические и структурные особенности строения толщи пород Сибирской платформы обусловили образование «ярусности» рельефа Западной Якутии. Как указывают И. И. Краснов и С. Ф. Козловская, наиболее возвышенные ярусы рельефа связаны с устойчивыми породами — траппами, тогда как пониженные ярусы приурочены к областям развития рыхлых пород или отрицательным структурам. С чередованием толщ различной устойчивости связано образование структурных ступеней, ступенчатых склонов, куэст, линейно-складчатого и скелетно-грядового рельефа, четковидного строения долин и т. д.

Крупные элементы современного рельефа платформенной Якутии определены древним структурным планом. Они развивались неравномерно в течение длительного периода и сформировались задолго до начала новейшего этапа тектонической активности.

Определяющую роль в образовании современного рельефа Западной Якутии играли новейшие движения, которые привели к поднятию и интенсивному расчленению древней мел-палеогеновой, местами палеоцен-эоценовой поверхности выравнивания, возникновению густой сети глубоко врезанных речных долин, образованию Верхоянских гор. Как указывают Г. Ф. Лунгерсгаузен и Б. Н. Леонов (1959), максимальное значение новейших положительных движений на Средне-Сибирском плоскогорье не превышало 500 м, а в районе Верхоянского хребта составляло уже 1200—2300 м. Новейшие движения проявлялись в пределах Западной Якутии повсеместно и неравномерно. Наиболее отчетливо они прослеживались в конце плиоцена — начале четвертичного периода, в конце ранне- и начале среднечетвертичного времени, в начале и конце позднечетвертичного времени.

Наблюдается определенная унаследованность движений. Наибольшее поднятие и соответственно эрозионное расчленение испытали районы, приуроченные к древним положительным структурам (Анабарский массив, Оленекское поднятие, Лено-Алданское плато). В областях древних прогибов и синеклиз восходящие движения были замедленными и на отдельных участках чередовались с опусканиями (Нижне-Алданская впадина и др.).

Верхоянские горы, как орографически выраженная система, очень молоды. Они начали подниматься с конца олигоцена, причем наиболее интенсивное поднятие прослеживается со второй половины среднечетвертичной эпохи. С поднятием связаны разрывные и пликтивные нарушения, затронувшие средне- и местами верхнечетвертичные слои. Новейшие движения способствовали образованию трещин и разрывов, обновлению древних разрывных нарушений, которые использовались водотоками при образовании своих долин. На связь направлений речных долин с тектонической трещиноватостью, которая очень характерна для рек Сибирской платформы, неоднократно обращали внимание различные исследователи (Плотникова, 1955; Стрелков, 1959; Наумов, Щукина, 1960; Равский, 1960; Краснов, Козловская, 1966

и др.). Вдоль активизированных новейшими движениями тектонических нарушений формируются крутые уступы (обрыв края Прончищева к Приморской низменности и др.).

Основными экзогенными факторами, формировавшими рельеф Западной Якутии, являлись процессы денудации (эрозия, выветривание, склоновые процессы, экзарация, карстообразование) и аккумуляции (речной, озерной, ледниковой, водно-ледниковой, эоловой).

Одними из главных и до сих пор окончательно нерешенных проблем в изучении развития рельефа Западной Якутии являются происхождение ярусности рельефа и время образования древних денудационных уровней.

По материалам Р. О. Галабалы, в платформенной части Западной Якутии и в Верхоянье в геологическом разрезе выделяется несколько региональных уровней — поверхностей выравнивания, сформировавшихся в конце крупных тектонических циклов и фиксирующихся остаточными корами выветривания. Они образовывались на протяжении длительного времени. К таким поверхностям относятся среднепротерозойская, позднепротерозойская, предкембрийская, предкаменноугольная, предпермская, предюрская и палеогеновая. Большинство указанных уровней являются погребенными, местами (а иногда и на значительных площадях) древние поверхности выравнивания снова выведены на дневную поверхность, «откопаны» процессами денудации. Благодаря этому на одном гипсометрическом уровне могут оказаться поверхности и коры выветривания совершенно различного возраста.

Кроме того, в пределах рассматриваемой территории прослеживается целый ряд более молодых локальных уровней, которые вырабатывались в течение сравнительно небольшого промежутка времени, не имеют повсеместного распространения и по генетическому типу чаще всего представляют собой широкие педименты — приречные уровни (миоценовые, плиоценовые, плиоцен-раннечетвертичные).

Новейшие тектонические движения, проявившиеся неравномерно и с различной интенсивностью, привели к деформации древних уровней, способствовали расчленению последней региональной поверхности выравнивания (палеогеновой) и выведению на дневную поверхность более древних уровней.

И. И. Краснов и С. Ф. Козловская (1966а) разработали принципиальную схему, показывающую образование ступенчатого рельефа, согласно которой древнейшим поверхностям сноса соответствуют наиболее глубокие горизонты в областях аккумуляции. Устанавливаются три основные поверхности рельефа (ярусы), отличающиеся по высоте, происхождению и возрасту: 1) наиболее высокая, относительно молодая структурно-денудационная, ступенчатая поверхность снижения, соответствующая областям наибольших поднятий и устойчивого сноса в мезозое и кайнозое (наиболее интенсивно расчлененные области Анабарского массива, Вилюйского плато, Оленекско-Мархинского и Лено-Анабарского междуречий); 2) средняя полигенетическая древняя денудационно-аккумулятивная разновозрастная поверхность выравнивания, которая формировалась в области сопряжения отрицательных и положительных структур, испытывавших незначительные поднятия и опускания в позднем палеозое и мезозое — кайнозое (Мархинско-Тюнгское междуречье, бассейн р. Оччугуй-Ботуобуя, левобережье р. Лена ниже устья р. Вилюй и др.). Здесь сохранились древние элементы рельефа и покровные отложения, синхронные различным эпохам выравнивания (рэт-геттангской, верхнемеловой, олигоцен-эоценовой); 3) наиболее пониженная разновозрастная древняя аккумулятивная поверхность, пред-

ставляющая в мезозое и кайнозое область преимущественных опусканий (Северо-Сибирская и Центрально-Якутская низменности).

Анализ рельефа показывает, что в пределах платформенной части Западной Якутии не выделяются разновозрастные поверхности выравнивания по принципу «чем выше — тем древнее». Напротив, реликты полигенетических поверхностей выравнивания, незначительно отличающиеся друг от друга по высоте, с сохранившимся покровом первичных рыхлых отложений отчетливо прослеживаются на геоморфологической карте (см. рис. 19). Подобный подход к пониманию ярусности рельефа Восточной Сибири имеет большое практическое значение. Именно в области сопряжения положительных и отрицательных структур, где развиты полигенетические и полихронные поверхности выравнивания, следует ожидать присутствия полезных ископаемых, связанных с корами выветривания, так как в области интенсивных поднятий они быстро уничтожаются размывом, а в области опусканий глубоко захороняются под толщей наносов.

В области Верхоянской складчатой зоны доверхнеолигоценовая поверхность выравнивания была деформирована неравномерными сводово-глыбовыми новейшими тектоническими движениями и приподнята на различную высоту. Если сопоставить между собой высоты, на которых сохранились остатки древней поверхности, то можно увидеть, что в целом она образует свод, наиболее приподнятая часть которого располагается вдоль осевой линии Верхоянских гор. Эта закономерность нарушается в областях, где проявлялись блоковые новейшие движения, которые усложнили общее сводовое поднятие. Таким образом, в области Верхоянских гор, как и на платформе, ярусность рельефа не может быть объяснена по принципу «чем выше — тем древнее».

На развитие рельефа Западной Якутии большое влияние оказал эрозионный фактор, особенно в течение плиоцен-четвертичного времени, когда наблюдается интенсивное врезание рек в связи с новейшими поднятиями. Отчетливо прослеживается увеличение глубины вреза водотоков и густоты расчленения междуречий в районах, испытывающих относительные поднятия. Речные долины неоген-четвертичного плана имеют отчетливые контуры и глубину вреза в пределах платформенной части Якутии от 50—100 до 300—400 м.

Анализ строения основных речных долин Западной Якутии показывает, что в областях, испытавших сравнительно одинаковые новейшие поднятия, в долинах рек сформировался сходный по высотам комплекс террас (нижнее течение р. Лена, отрезок долины р. Лена от р. Ви-

Высоты террас основных

Террасы	Река Лена		Река Вилюй		
	среднее течение	нижнее течение	верхнее течение	среднее течение	нижнее течение
Пойма	8—10	9—12	3—9	6—11	9—10
I	12—18	18—20	10—17	11—15	10—16
II	20—25	22—30	20—25	13—15	20—25
III	30—40	30—40	30—42	32—45	30—40
IV	50—60	50—60	50—60	55—60	45—50
V	70—80	80	65—75	70—75	55—65
VI	100—120	90—100	95—110	90—110	80—90
VII	140—170	130—140			
VIII	200—250	160—170			165 (?)
IX		200—240			



тим до пос. Покровск, среднее течение рек Вилюй и Алдан; табл. 4). Террасы имеют высокий цоколь, аллювий на них сильно размыт, особенно на высоких террасах. В областях, отстающих в поднятии (низовья рек Вилюй и Алдан, долина Лены в пределах Нижне-Алданской впадины), цоколи террас погружаются, мощности их аллювиальных отложений увеличиваются. Здесь нередко цоколем террасы служит аллювий более древней террасы. Перегибы продольных профилей рек (и террас), обусловленные неравномерным проявлением новейших движений, отчетливо намечаются в долинах рек рассматриваемого региона на участках, где они пересекают различные тектонические структуры.

Строение долин Западной Якутии зависит не только от тектонического, но и от литологического фактора. В пределах Средне-Сибирского плоскогорья, где нередко долины пересекают весьма различные по устойчивости породы, они приобретают четковидное строение. В трапах вырабатываются узкие долины каньонообразного типа с порогами и перекатами в русле. В области распространения карбонатных пород речные долины имеют ступенчатые склоны и полный комплекс сравнительно широких террас. Среди рыхлых песчано-глинистых образований долины рек вырабатывают обширные аллювиальные равнины, где террасы достигают ширины в десятки километров.

В долинах крупных рек платформенной Якутии устанавливаются три комплекса террас. Верхний комплекс террас имеет неоген-ранне-четвертичный возраст и включает в себя серию широких расчлененных террас (VI—IX) высотой от 90—120 до 200—240 м. Они плавно переходят друг в друга в поверхностях междуречий. Аллювиальные отложения сохранились плохо и носят следы выветривания. Средний комплекс террас включает три террасы (III—V) высотой от 30—40 до 70—80 м. Они сформировались при более интенсивном врезании рек и поэтому имеют меньшую ширину и двучленное строение — высокий цоколь и аллювиальный покров. Средний комплекс террас формировался в основном в течение ранне-среднеплейстоценового времени. Нижний комплекс террас включает две террасы (I и II), высокую и низкую поймы высотой от 2—3 до 20—25 м. Террасы имеют эрозионно-аккумулятивный или аккумулятивный генезис. Поймы, как правило, аккумулятивные. Нижний комплекс террас сформировался в течение верхнеплейстоценового и голоценового времени.

Реки в пределах Верхоянских гор, пересекающих их вкост простираются, имеют глубоко врезанные V-образные долины с крутыми, открытыми осыпями склонами. Террасы обычно эрозионные, узкие. Они

Таблица 4

рек Западной Якутии (в м)

Река Марха	Река Тюнг	Река Алдан		Река Оленек
		среднее течение	нижнее течение	
4—8	6—8	2—3	5—9	7—12
8—14	10—12	6—8	10—12	12—18
14—22	20—22	8—12	11—15	16—20
30—43	30—35	25—30	25—35	30—40
57—60	50—60	50	45—60	60
70	70	70—80	80—90	70—80
90—110		90—110	100	120
		100—110	160	140—170

наблюдаются небольшими участками. Русло изобилует порогами и перекатами.

На протяжении четвертичного периода территория Западной Якутии испытывала несколько похолоданий климата, которые вызвали развитие оледенений, оказавших определенное влияние на развитие рельефа региона, особенно его горной части. Наиболее отчетливо устанавливаются следы оледенений среднечетвертичного (самаровского) и позднечетвертичного (зырянского). В последнее время выделяются в качестве самостоятельных также среднечетвертичное (тазовское) оледенение и четыре позднечетвертичных — ранне-, средне- и позднезырянское и сартанское (Краснов, Козловская, 1966; Колпаков, 1968). Достоверных следов раннечетвертичного оледенения в Западной Якутии не обнаружено. Во время среднечетвертичных оледенений ледниковый покров охватывал верховья рек Вилюй, Моркока, Марха, Оленек и Анабар. Наибольшей мощности он достигал в районе Анабарского массива. Предгорный ледниковый покров существовал также в Верхоянской горной области и подпруживал р. Лена. В течение зырянского оледенения в платформенной части Якутии площадь, занятая ледником, была меньше, чем в эпоху среднечетвертичного оледенения. Значительную территорию занимали маломощные прерывистые покровы. В Верхоянских горах в эпоху зырянских и сартанского оледенений горно-долинные ледники достигали максимального развития и, сливаясь образовывали в пределах Ленской равнины мощный покров, оттеснявший в сторону р. Лена. Следы сравнительно молодого позднеплейстоценового оледенения сохранились особенно хорошо у подножия Верхоянских гор в виде задровых и озерно-ледниковых равнин, а также несколько поясов конечных морен, развитых как в предгорьях, так и в троговых долинах.

Рельфообразующая роль ледников была очень различной и зависела от мощности льда и уклонов подледникового рельефа (Стрелков, 1965). Экзарационная деятельность льда выражалась в образовании трогов, каров и цирков, бараньих лбов и сглаженных скал. Подобные образования широко развиты в Верхоянских горах. Несколько менее отчетливо они выражены в пределах Анабарского массива. В районах, занятых малоактивными ледниками, следов оледенения в рельефе почти не осталось. В течение ледниковых эпох значительная часть территории Западной Якутии оставалась свободной ото льда и развивалась в перигляциальных условиях.

Суровый климат способствовал распространению вечной мерзлоты и резкому усилению процессов морозного выветривания. Формируются крупноглыбовые и щебенчатые осыпи, курумы, каменные моря, солифлюкционные склоны, нагорные террасы и многие другие мезо- и микроформы рельефа. В пределах Центрально-Якутской низменности образуются озерно-аллювиальные и озерно-ледниковые равнины на месте бассейнов, вызванных подпруживанием ледниками долины р. Лена. Климатические условия перигляциальной области способствовали широкому развитию лёссовых отложений, образованию эоловых форм рельефа, термокарстовых форм, криотурбаций, бугров пучения, структурных полигональных почв и др.

В связи с развитием самаровского, средне- и позднезырянского оледенений в долине Лены широкое развитие имели холодные пустыни.

Изучение геоморфологического строения Западной Якутии имеет большой практический интерес, так как рельеф оказывает существенное влияние на закономерности размещения экзогенных месторождений различных полезных ископаемых, в первую очередь россыпей золота и алмазов. Приуроченность отдельных генетических типов россыпей к определенным формам рельефа позволяет при геоморфологическом кар-

тировании наметить участки, перспективные для поисков богатых месторождений.

В зависимости от строения рельефа возникает тот или иной генетический тип россыпи. На сравнительно плоских поверхностях (на коренном месторождении) формируются под воздействием процессов выветривания элювиальные россыпи. Затем полезное ископаемое вместе с продуктами выветривания перемещается по склону, где образуются делювиальные россыпи. Под воздействием текучей воды в долинах рек накапливаются аллювиальные россыпи. Таким образом, с каждой формой рельефа связан определенный комплекс генетических типов россыпей.

В пределах платформенной части Западной Якутии встречаются как древние, так и молодые россыпи. Древние россыпи алмазов и золота приурочены к древним корам выветривания и речным долинам, которые в течение неоген-четвертичного периода испытали сложную перестройку. Изучение древней сети региона и выделение поверхностей выравнивания с остатками древних кор выветривания имеет первоочередное значение для поисков богатых россыпных месторождений. Подобные участки поверхностей выравнивания лучше всего сохранились в областях, испытавших незначительные поднятия и опускания в районах сопряжения положительных и отрицательных тектонических структур.

Древние аллювиальные россыпи в настоящее время, возможно, уничтожены процессами денудации, но россыпи, приуроченные к пониженным частям рельефа, сохранились от размыва. Примером могут служить россыпи алмазов в районе трубки Мир, приуроченные к понижениям древней поверхности выравнивания. Древние россыпи золота встречены также в карстовых воронках на поверхности выравнивания в районе Лено-Алданского плато.

Изучение рельефа Западной Якутии позволяет сделать вывод о роли структурного фактора в рельефообразующих процессах. Это имеет существенное значение при расшифровке тектонического строения закрытых территорий, подобных Центрально-Якутской низменности, которая перспективна для поисков нефтегазоносных структур.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития территории Западной Якутии четко определяются две стадии — архейско-среднепротерозойская и среднепротерозойская-четвертичная. На их рубеже началось становление Сибирской платформы. В развитии складчатых зон, располагающихся в крайних частях Западной Якутии, этот рубеж также отмечается крупными событиями.

В первой стадии развития выделяются архейский и ранне-среднепротерозойский этапы. О геологической истории развития территории Западной Якутии в архейскую эру можно судить по вещественному составу пород метаморфических толщ Алданского щита и Анабарского кристаллического массива, характеру складчатости и магматизму; а также по геофизическим данным, позволяющим наметить распространение разновозрастных толщ в кристаллическом фундаменте рассматриваемого региона.

Архейский этап развития включает не менее двух тектоно-магматических циклов. В первый цикл сформировались отложения иенгской метаморфической серии Алданской антеклизы, во второй — вышележащие архейские толщ Алданской антеклизы и все вскрывающиеся породы архея Анабарского кристаллического массива.

На протяжении большей части архейской эры вся площадь Западной Якутии и прилегающие к ней пространства были покрыты морями. Архейские бассейны седиментации по тектоническому режиму, характеру осадков и магматизму отличались большим своеобразием и лишь условно могут считаться геосинклиналями.

Архейские геосинклинали представляли собой обширные, вероятно, мелководные морские бассейны, начальная стадия погружения которых происходила в условиях сильной выровненности окружающих континентальных или островных массивов.

Состав первичных осадочных и вулканогенных пород иенгской серии, являющейся нижней серией алданского метаморфического комплекса, указывает на то, что в начале архейской эры в морских бассейнах, располагавшихся в пределах Западной Якутии, накапливались преимущественно терригенные осадки, которые в последующем дополнялись и карбонатными. Накопление их сопровождалось массовыми подводными излияниями лав основного состава. Первый архейский (иенгский) тектоно-магматический цикл завершился, по-видимому, регрессией моря. Проявились складчатые движения, сформировались простые куполовидные складки. Воздымающиеся участки подвергались размыву.

В начале второго цикла (тимптоно-желтулинского, или далдыно-хапчанского) отлагались кремнистые, железисто-кремнистые и глиноземистые осадки и изливались лавы базальтового и андезитового состава.

Затем подводная вулканическая деятельность усилилась, возросла роль андезитовых и дацитовых лав. В составе осадков преобладающим стал песчано-глинистый материал. В конце цикла магматическая деятельность ослабла. В накапливающихся толщах возросла роль карбонатных отложений, появился углеродистый материал. Второй цикл завершился складчатыми движениями, процессами интенсивного метаморфизма, воздыманием большей части площади Западной Якутии, которая подверглась интенсивной денудации.

В архейскую эру в процессе осадконакопления неоднократно и на значительных участках отлагались железисто-кремнистые образования, которые в последующем превратились в железистые кварциты. Магматической деятельностью обусловлено формирование коренных месторождений золота, руд редких металлов, мусковита, биотита, флогопита и некоторых других полезных ископаемых.

Имеющиеся материалы о структурном плане архейских метаморфических толщ кристаллического фундамента Сибирской платформы позволяют предполагать, что в результате складчатых движений в конце архейской эры в восточной части Сибирской платформы образовались два крупных антиклинальных сооружения. Одно из них протягивалось из района г. Иркутска в бассейн верхнего течения р. Вилюй, другое — от бассейна р. Алдан в бассейн р. Анабар. Последнее представляло Алдано-Анабарский мегантиклинорий. Его ось примерно совпала с линией г. Алдан — устье р. Синяя — р. Арга-Сала.

Окончание архейского этапа развития территории Западной Якутии ознаменовалось консолидацией архейской подвижной области, заложением глубинных разломов, предопределивших последующий структурный план. По системам этих разломов, появившимся в окраинных частях архейской области завершённой складчатости, в раннем протерозое заложилась новая геосинклинали. Горная область подвергалась усиленной денудации.

В пределах Западной Якутии в раннем протерозое возникло два геосинклинальных бассейна. Один из них, судя по характеру изменений магнитного поля (Леонов и др., 1966) и выходам нижнепротерозойских отложений в бассейне р. Сололи, располагался в восточной части Анабарской антеклизы и в прилегающих районах Верхоянской складчатой зоны. Его юго-западная граница проходила примерно по линии от нижнего течения р. Уджа до пос. Сухана на р. Оленек и далее к устью р. Менкере. На северо-западе этот бассейн, возможно, соединялся с морским бассейном, существовавшим на территории Таймырского полуострова.

Второй раннепротерозойский геосинклинальный бассейн возник в пределах современных Байкальской складчатой страны, Станового хребта и Монголо-Охотского складчатого пояса. На рассматриваемую территорию Якутии он проникал в виде входящего угла в бассейне среднего течения р. Лена, на участке между устьями рек Витим и Олекма, т. е. между вышеотмеченными архейскими антиклинальными сооружениями.

Конфигурация входящего угла была определена глубокими расколами кристаллического фундамента, образующими угол во внешней зоне Патомского нагорья, имеющими к западу от устья р. Бол. Патом восток-северо-восточное простираие, а к востоку — север-северо-восточное. Входящий угол фиксируется и по ориентировке складок нижнепротерозойских метаморфических толщ.

Исследованиями А. Ф. Петрова (1963) установлено наличие в бассейне р. Чара складок нижнепротерозойских отложений меридионального, северо-восточного и северо-западного простираий. Расположение

их в пределах небольшой площади рисует картину схождения их под острым углом друг к другу.

Таким образом, простираение складок нижнепротерозойских отложений фиксирует заложение Патомского входящего угла Сибирской платформы уже в раннем протерозое. Зона изменения простираения складок проходит примерно по меридиану  $120^{\circ}$  в. д., на протяжении не менее  $7-8^{\circ}$ . Существует две точки зрения о том, насколько далеко заходила раннепротерозойская геосинклиналь на северо-восток. Согласно одной из них (Леонтьев, 1963), она целиком пересекала Алдано-Анабарский антиклинорий, уходя далеко на северо-восток. Согласно другому представлению (Штех, 1965), геосинклиналь только подходила к юго-западному склону антиклинория. Анализ гравиметрических данных (Нахабцев, Зубковский, 1967) подтверждает вторую точку зрения.

В геосинклинальных бассейнах раннего протерозоя Западной Якутии накапливались преимущественно терригенные осадки. Осадконакопление сопровождалось интенсивной подводной вулканической деятельностью. Преобладающими были лавы основного состава.

Основные источники сноса для рассматриваемых бассейнов осадконакопления располагались в пределах платформенной части Западной Якутии. Однако, поскольку в составе нижнепротерозойских метаморфических толщ грубообломочные разности пород не установлены, можно предполагать, что к раннему протерозою эта территория уже была в значительной степени сnivelирована.

Ранне-среднепротерозойский этап первой стадии развития Западной Якутии завершился в начале среднего протерозоя складчатостью, развитием регионального метаморфизма, воздыманием и размывом территории. Нижнепротерозойские осадочные толщи Байкальской горной области были метаморфизованы до амфиболитов. Нижнепротерозойские породы бассейна р. Солооли были метаморфизованы значительно слабее. Вероятно, это свидетельствует о значительной устойчивости архейского фундамента, на котором была заложена геосинклиналь. Об этом же говорит и менее интенсивное проявление магматизма. Состав магматических пород в обоих районах близок.

После завершения первой стадии развития сформировалась колоссальная область завершённой складчатости, охватывающая не только всю территорию Западной Якутии, но и громадные прилегающие пространства. Районы этой области, сложенные породами архейского возраста, представляли собой высокие плато и глыбовые горы. На месте же раннепротерозойских геосинклиналей поднялись горные складчатые системы.

На протяжении очень длительного времени эта область испытывала воздымание и размыв, превращаясь в пенеплен. Об этом свидетельствуют новые материалы геологов НИИГА, которые установили наличие древних, ранне-среднепротерозойских кор выветривания на Анабарском кристаллическом массиве.

Основными этапами второй стадии развития территории Западной Якутии являются: средне-позднепротерозойский, кембрийско-раннедевонский, среднедевонский — раннекаменноугольный, раннекаменноугольный — поздне триасовый, юрско-раннемеловой, поздне меловой — палеогеновый и неоген-четвертичный.

Начало второй стадии развития фиксируется в толщах, слагающих нижнюю часть осадочного чехла Сибирской платформы. Формирование их происходило в двух районах Западной Якутии — на склонах Анабарской антеклизы и на востоке Алданской антеклизы в пределах Кылахского выступа и Юдомо-Майского прогиба. Накапливались песчаные осадки мелководного моря. Однако тектонический режим этих мор-

ских бассейнов был различен. На склонах Анабарской антеклизы медленно погружались значительные площади, что нашло отражение в выдержанности фаций и в небольшой мощности отложений на значительных площадях. Алданский бассейн представлял собой быстро развивающийся прогиб, ограниченный разломами кристаллического фундамента. По зонам последних, вероятно, проникала магма основного состава.

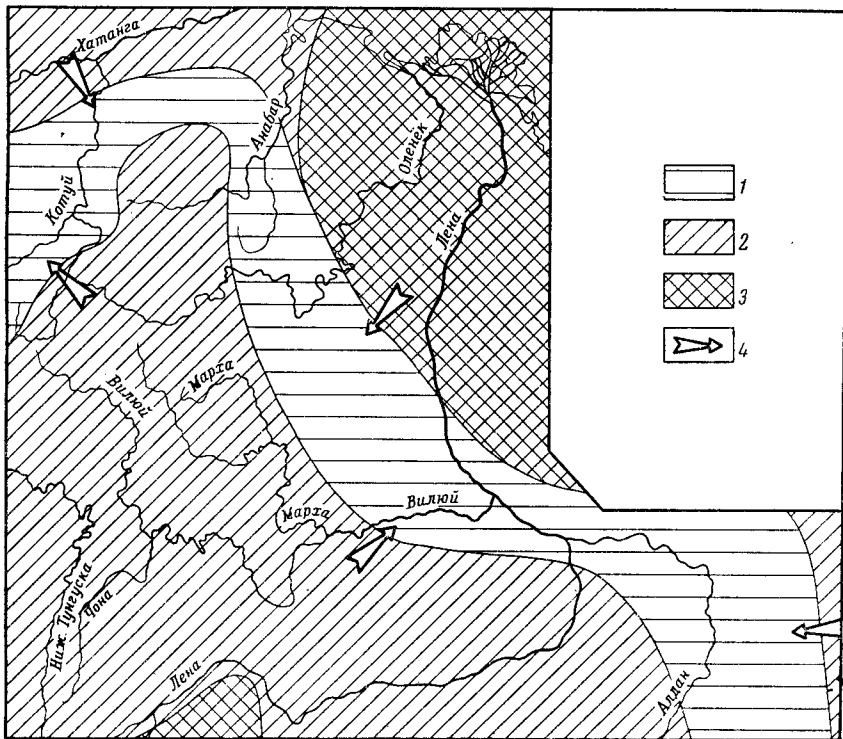


Рис. 20. Палеогеографическая схема конца среднего протерозоя. Составил Ю. С. Нахабцев

1 — прибрежные части моря; 2 — пониженные площади размываемой суши; 3 — возвышенные площади размываемой суши; 4 — направление сноса

Не исключено, что оба эти бассейна — Анабарский и Алданский — соединялись между собой, простираясь вдоль северо-восточного крыла Алдано-Анабарского антиклинория. Северо-восточным ограничением этих бассейнов служили Охотский массив и область завершённой складчатости раннего протерозоя, занимавшая восточную часть Анабарской антеклизы и протягивающаяся далее на северо-восток.

Источники сноса, поставившие обломочный материал в среднепротерозойские бассейны осадконакопления, располагались в пределах юго-западной и северо-восточной частей Западной Якутии. Наиболее высокие участки суши находились, по-видимому, на территории Патомского нагорья и Оленекского поднятия Анабарской антеклизы (рис. 20). Здесь интенсивно размывались нижнепротерозойские метаморфические толщи.

На севере Западной Якутии осадконакопление происходило почти непрерывно, но на юге ее оно прерывалось регрессиями и интенсивными размывами, отражающими более активный тектонический режим.

Обилие водорослей и иногда наблюдающиеся следы засоления среднепротерозойских пород свидетельствуют о теплом и, возможно, засушливом климате.

Отложения верхнего протерозоя пользуются широким распространением в пределах современной Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. На платформе они представлены типичными платформенными формациями, в пределах Байкальской горной области — геосинклинальными, на Северо-Востоке СССР — орогенными. Последнее может свидетельствовать о том, что в позднем протерозое размеры Сибирской платформы были значительно больше современных, а ее восточная часть, ныне занятая мезозоидами, проходила стадию активизации платформенного режима.

В начале позднего протерозоя усилилось прогибание на территории Юдомо-Майского прогиба Алданской антеклизы. На севере море трансгрессировало на большую часть Анабарской антеклизы и Северного Верхоянья. Суша сохранилась лишь в пределах наиболее приподнятой части Анабарского кристаллического массива. Кроме того, отдельные гористые острова могли существовать в северо-восточной части Анабарской антеклизы. Вероятно, последние являлись поставщиками грубообломочного материала, из которого сложена нижняя часть разреза верхнепротерозойских отложений Уджинского поднятия. В пределах Патомского нагорья заложилась миогеосинклиналь. Обширный массив суши находился в юго-западных районах Западной Якутии — в пределах бассейнов среднего течения рек Лена и Вилюй. Здесь сохранялись наиболее высокие участки древних архейских антиклинальных сооружений, являвшихся основными источниками сноса (рис. 21).

В это время участки наиболее интенсивного прогибания, судя по увеличению мощностей верхнепротерозойских отложений, располагались в северной части Анабарской антеклизы между Анабарским и Оленекским поднятиями, в южной части Сетте-Дабана и в Юдомо-Майском прогибе, а также на площади Патомского нагорья. Прогиб, разделивший Анабарское и Оленекское поднятия, был ограничен глубокими расколами кристаллического фундамента, по которым в начале позднего протерозоя происходили вулканические выбросы магматического материала основного состава. По-видимому, этот прогиб соединялся с прогибами Таймыра и северо-западной части Сибирской платформы (Палеогеография центральной части Советской Арктики, 1967). В Юдомо-Майском прогибе и на Сетте-Дабане, представлявшими тогда область единого прогибания, опускание, судя по строению разреза, ритмично прерывалось поднятиями.

Береговая линия морского бассейна Патомской миогеосинклинали в начале позднего протерозоя не выходила за пределы глубинных разломов, отделяющих миогеосинклиналь от Сибирской платформы. Об этом свидетельствуют приуроченность к зонам этих разломов тиллитоподобных конгломератов, напоминающих конгломераты подножий подводных склонов, и отсутствие с внешней стороны разломов отложений, синхронных конгломератам. Повсеместно в нижних частях разреза верхнепротерозойских отложений преобладают терригенные породы. Это указывает на продолжающийся усиленный размыв суши.

Климат продолжал оставаться теплым и, возможно, засушливым.

В середине позднего протерозоя морской бассейн северной и восточной частей Западной Якутии расширился на восток и запад, платформенные районы южной части были вовлечены в прогибающийся бассейн Патомской миогеосинклинали. В последующем эти бассейны соединились. Площадь суши соответственно сократилась. Она сохранилась лишь на западе, на территории современного бассейна верхнего и



среднего течения р. Вилюй. При сокращении суши продолжалась ее дальнейшая пенеппенизация. Это обусловило сокращение поступления терригенного материала в бассейн при резком возрастании роли карбонатных отложений. В остальном же палеогеографическая обстановка сохранялась прежней (рис. 22).

В конце позднего протерозоя сначала продолжалось расширение морской трансгрессии. Суша, если и сохранялась, то только в западной части Анабарского кристаллического массива. Затем произошло почти

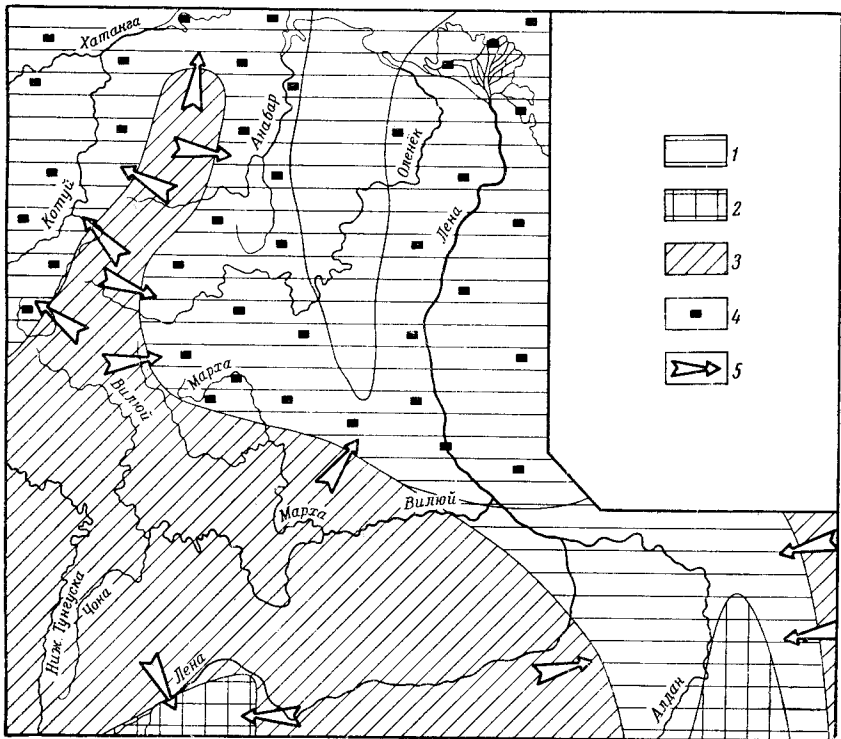


Рис. 21. Палеогеографическая схема начала позднего протерозоя. Составил Ю. С. Нахабцев

1 — прибрежные части моря; 2 — площади относительно максимального накопления морских осадков; 3 — пониженные площади размываемой суши; 4 — соленосные отложения; 5 — направление сноса

повсеместное воздымание территории Западной Якутии. Оно не проявилось только на площади северной части Верхоянской складчатой зоны. Воздымание привело к формированию поверхности размыва, которой отделяются от подстилающих толщ породы старореченской свиты и ее аналогов на севере Западной Якутии и протерозойской части юдомской свиты и ее аналогов — на юге. Перерыв в осадконакоплении, вероятно, на юге региона был более продолжительным, чем на севере.

Завершение протерозойской эры на большей части территории Западной Якутии также ознаменовалось перерывом в осадконакоплении (предкембрийским). В это время морской бассейн сохранялся лишь на крайнем северо-западе, в бассейне р. Хатанга, и на юге, вблизи Патомского нагорья. В северной половине Западной Якутии континентальный режим существовал вплоть до начала кембрийского периода. Суша в это время представляла собой почти пенеппен. В частности, песчаники джербинской свиты, отлагавшиеся после начала новой трансгрессии в

пределах Прибайкальского краевого прогиба и Патомской зоны Байкальской складчатой области, характеризуются почти чистым кварцевым составом и хорошей окатанностью материала. Это свидетельствует о длительном переносе его из внутренних частей Сибирской платформы. Можно полагать, что размеры морского бассейна, где формировалась джезбинская свита, не превышали современную площадь выходов этой свиты. Постепенно бассейн стал расширяться, захватывая

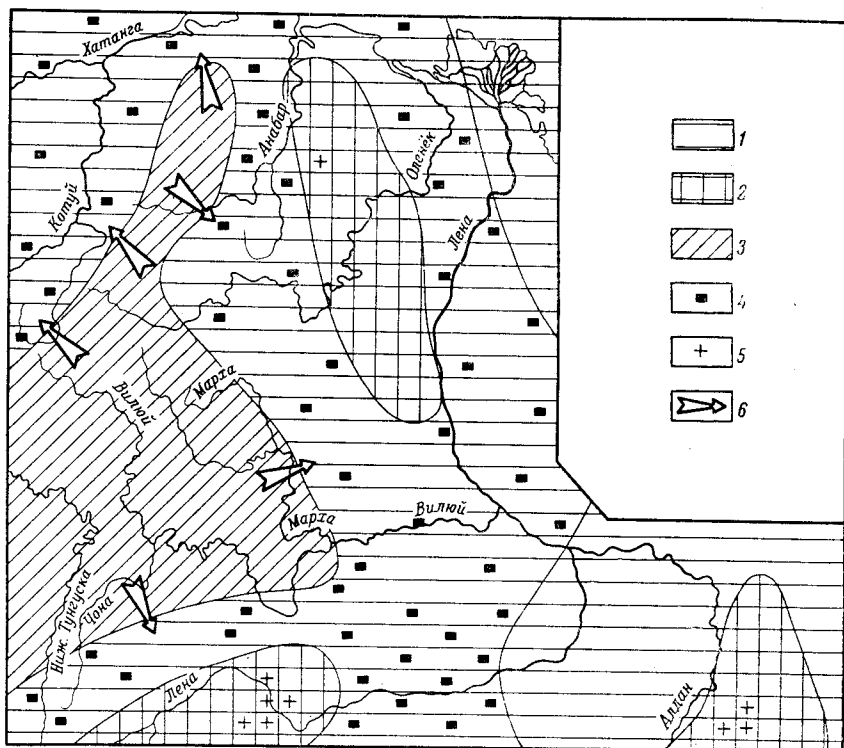


Рис. 22. Палеогеографическая схема середины позднего протерозоя. Составил Ю. С. Нахабцев

1 — прибрежные части моря; 2 — площади относительно максимального накопления морских осадков; 3 — пониженные площади размываемой суши; 4 — соленосные отложения; 5 — площади развития магматизма; 6 — направление сноса

прилегающие районы платформы. Эта трансгрессия отвечала началу нового, кембрийско-раннедевонского этапа развития территории Западной Якутии (рис. 23).

В конце протерозойской эры в ряде районов Западной Якутии проявилась магматическая деятельность. Появились силлы и дайки, сложенные породами основного состава, в пределах Анабарской антеклизы, Хараулахского поднятия и Патомской складчатой зоны. В восточной части Анабарской антеклизы, кроме того, происходили вулканические выбросы туфогенного материала основного состава.

В морях среднего — позднего протерозоя господствовали восстановительные условия, способствовавшие накоплению органического материала, что свидетельствует о перспективности отложений этого времени в отношении нефтегазосности.

Следующий этап развития территории Западной Якутии начался морской трансгрессией, которая уже к концу алданского века раннекембрийской эпохи охватила всю ее площадь. Море наступало на силь-

но выровненную, почти пенеппенизированную сушу. Усиленное прогибание происходило на тех же площадях, что и в конце позднего протерозоя. В общем отмечается уменьшение дифференциации тектонических движений.

В алданском веке эпиконтинентальный морской бассейн по условиям осадконакопления был довольно однообразен на всей рассматриваемой площади Сибирской платформы. Повсюду шло накопление крас-

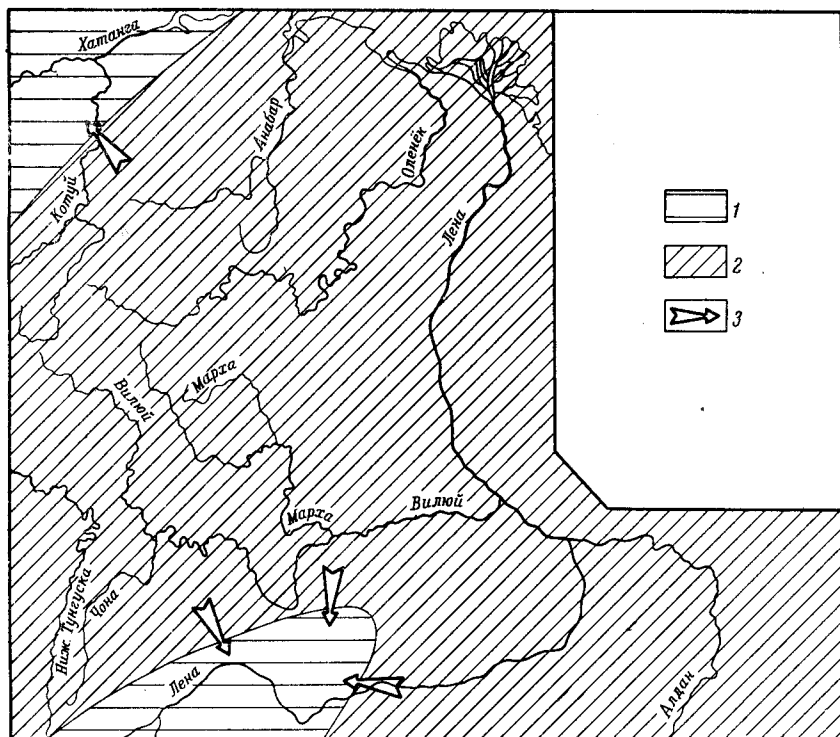


Рис. 23. Палеогеографическая схема конца позднего протерозоя. Составил Ю. С. Нахабцев

1 — прибрежные части моря; 2 — пониженные площади размываемой суши; 3 — направление сноса

ноцветных карбонатно-терригенных осадков. Однако в юго-западной части Западной Якутии осадконакопление шло в условиях более засоленного бассейна. Северо-восточная граница этой части бассейна примерно совпадает с линией, проходящей от г. Алдана через устье р. Синяя к р. Арга-Сала, т. е. с осевой линией Алдано-Анабарского антиклинория, сформировавшегося в конце архейской эры. Красноцветные отложения алданского яруса в меньшей мере проявляются в Верхоянской складчатой зоне (Хараулах и Сетте-Дабан). Мощность же этих отложений возрастает на Сетте-Дабане по сравнению с платформой, фиксируя развитие прогибов, отделивших Сибирскую платформу от ее бывших частей — Колымского и Охотского массивов. Увеличение мощности этих отложений отмечается в Прибайкальском прогибе и на Патомском нагорье. В пределах последнего в начале алданского века, когда формировалась тинновская свита, существовал морской бассейн с восстановительной средой, куда поступало незначительное количество терригенного материала.

В конце алданского века палеогеографическая обстановка в северо-восточной фациальной области Сибирской платформы и в прогибах, развивавшихся на территории Верхоянской складчатой зоны, оставалась прежней. В юго-западной части региона возросла соленость вод в морском бассейне и происходила садка солей. Эти же условия были и на территории Прибайкальского краевого прогиба. Увеличение количества терригенных пород в составе пестроцветной свиты при прибли-

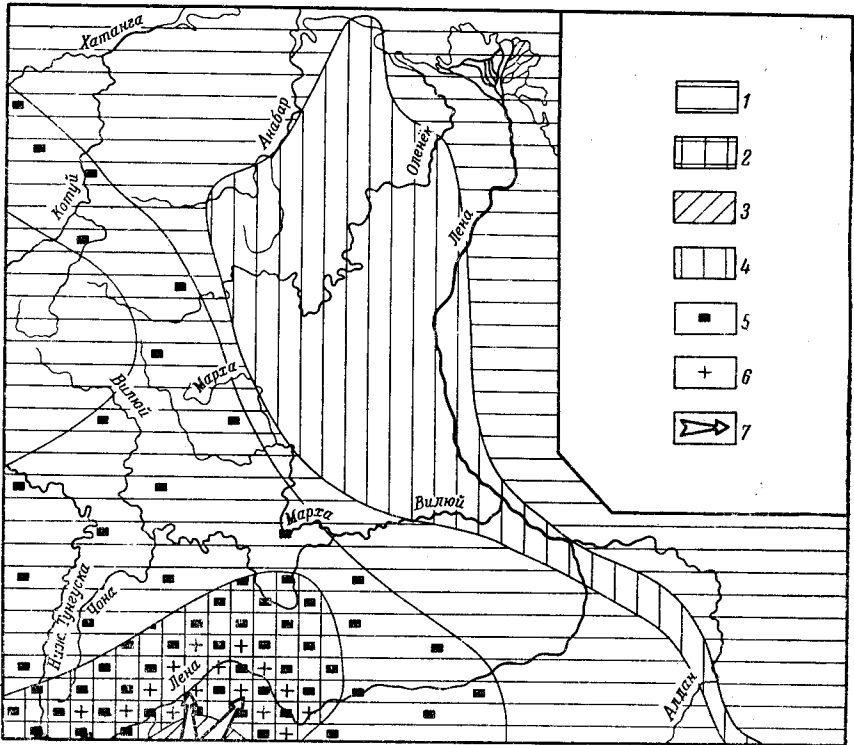


Рис. 24. Палеогеографическая схема раннекембрийской эпохи (ленский век).  
Составил Ю. С. Нахабцев

1 — прибрежные части моря; 2 — площади относительного максимального накопления морских осадков; 3 — пониженные площади размываемой суши; 4 — горючие сланцы; 5 — соленосные отложения; 6 — площади развития магматизма; 7 — направление сноса

жению к Патомскому нагорью указывает на рост в его пределах поднятий, являвшихся источниками сноса. Южнее и восточнее нагорья эти поднятия существовать не могли, поскольку там в кембрийский период также располагались бассейны седиментации (Салоп, 1964).

Высокая соленость вод морского бассейна юго-западной части Западной Якутии обусловила бедность его растительными и особенно животными организмами. На северо-востоке органический мир был значительно богаче. Состав трилобитов и брахиопод, находимых в отложениях алданского яруса, свидетельствует о существовании связи морского бассейна Восточной Сибири с морями Атлантической и Тихоокеанской зоогеографических провинций (Палеогеография центральной части Советской Арктики, 1967).

В ленском веке связь с морями Тихоокеанской зоогеографической провинции прекратилась, возросли различия в фациальных условиях на юго-западе и северо-востоке территории Западной Якутии (рис. 24).

В северо-восточной части Западной Якутии располагался морской бассейн нормальной солености. В его юго-западной краевой части отлагались преимущественно карбонатные осадки, а в северо-восточной — карбонатно-терригенные. Центральная часть этого бассейна представляла собой впадину некомпенсированного прогибания, в которой накапливались маломощные известковистые, кремнистые и глинистые осадки, обогащенные органическим веществом.

В юго-западной части Западной Якутии воды бассейна отличались большей соленостью. Бассейн был мелководный, но с быстро прогибающимся дном. Особенности солевого состава вод этого бассейна способствовали развитию эндемичной фауны. Шла садка солей. Примерно такая же фациальная обстановка существовала и на территории Прибайкальского краевого прогиба, лишь мощности отложений были большими при приближении к Патомскому нагорью. Только в конце ленского века зона максимального прогибания сместилась из Патомской складчатой зоны в пределы прогиба.

Для отложений прогиба раннего времени ленского века характерны увеличение количества терригенного материала и достаточно четко выраженная ритмичность при приближении к Патомскому нагорью. В верхней части разреза этого не отмечается. Такое изменение разреза указывает на завершение в конце ленского века денудационных процессов на поднятиях, возникших на территории нагорья в алданском веке.

В амгинском веке среднекембрийской эпохи на территории Западной Якутии сохранялась такая же палеогеографическая обстановка. Лишь в конце века вновь возникла связь ее бассейнов с морями Тихоокеанской зоогеографической провинции.

Майский век ознаменовался воздыманием юго-западной части рассматриваемой территории и регрессией моря. На ее северо-востоке море сохранялось. Осадконакопление в центральных частях северо-восточного бассейна приобрело компенсированный характер, накапливались карбонатные осадки большой мощности. Судя по мощностям отложений, бассейн разделялся подводными поднятиями, протягивающимися от современного Оленекского поднятия Анабарской антеклизы до Кыллахского выступа северного склона Алданской антеклизы.

В позднекембрийскую эпоху завершилось формирование глубокого прогиба в западной части северо-восточной фациальной области и продолжалось формирование прогибов в ее восточной части, в пределах Верхоянской складчатой зоны (Хараулах и Сетте-Дабан). На большей части этой территории продолжали накапливаться преимущественно карбонатные осадки. В пределах же Сетте-Дабана в больших количествах отлагался и терригенный материал, вероятно сносившийся со стороны Охотского массива. В юго-западной фациальной области Западной Якутии после перерыва вновь началось осадконакопление, накапливались красноцветные глиноносные осадки в лагунных условиях при сухом и жарком климате. Источниками сноса могли являться лишь окраинные районы Байкальской горной области, так как центральные части ее вновь, как и в ранне- и среднекембрийскую эпохи, представляли собой бассейны седиментации (рис. 25). Большое количество терригенного материала, отложившегося в позднекембрийскую эпоху на территории юго-западной фациальной области, указывает на то, что ее источники сноса представляли собой высокие горные сооружения. Формирование последних происходило при активном проявлении складчатых движений.

В кембрийский период на территории Западной Якутии магматизм проявился лишь в отдельных районах. В восточной части Анабарской антеклизы и, возможно, на Хараулахском поднятии произошло внедре-

ние приповерхностных интрузий основного состава. По данным некоторых исследователей, в это время появились покровы, также сложенные породами основного состава. Более интенсивной магматическая деятельность была в пределах Прибайкальского прогиба в течение ранне- и среднекембрийской эпох. Здесь образовывались пластовые интрузии и силлы, а в некоторых местах, возможно, и покровы, сложенные породами основного состава.

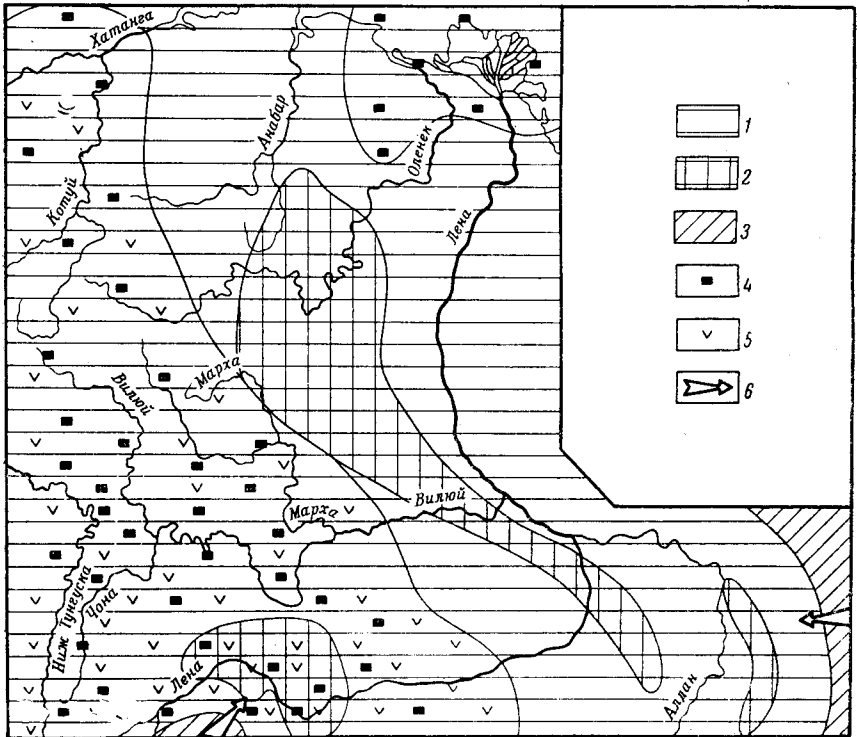


Рис. 25. Палеогеографическая схема конца позднекембрийской эпохи. Составил Ю. С. Нахабцев

1 — прибрежные части моря; 2 — площади относительно максимального накопления морских осадков; 3 — пониженные площади размываемой суши; 4 — соленосные отложения; 5 — красноцветные отложения; 6 — направление сноса

В кембрийский период в юго-западной фациальной области были сформированы мощные залежи каменной соли, а в северо-западной области в ленском веке и начале амгинского века отложились горючие сланцы. Почти на всей территории Западной Якутии палеогеографическая обстановка была благоприятной для накопления органического вещества, из которого впоследствии формировались нефтяные и газовые залежи.

Начало раннеордовикской эпохи характеризуется выравниванием и ослаблением тектонических движений на всей рассматриваемой территории. Источники сноса, располагавшиеся в окраинных частях Байкальской горной области, были размыты. На всей площади восточной части Сибирской платформы и Прибайкальского краевого прогиба в условиях эпиконтинентального морского бассейна накапливались карбонатные осадки. Принос терригенного материала был незначительным. Лишь в Сетте-Дабане наблюдался довольно обильный снос обломочного терригенного материала со стороны Охотского массива. Здесь

продолжал развиваться глубокий прогиб, унаследованный еще со среднего протерозоя.

С чуньского века на территории Байкальской горной области вновь начались воздымания, что отразилось в увеличении количества терригенного материала в отложениях чуньского яруса юго-западной фациальной области. У подножия вновь испытывавшей поднятие горной страны формировались узкие и глубокие предгорные прогибы, заполняв-

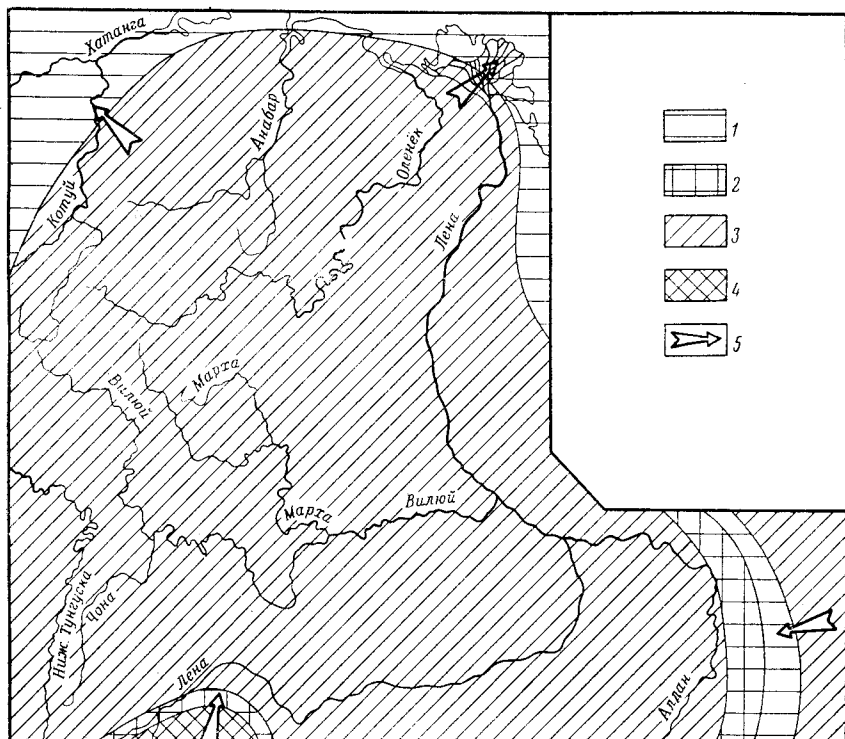


Рис. 26. Палеогеографическая схема раннеордовикской эпохи (конец чуньского века). Составил Ю. С. Нахабцев

1 — прибрежные части моря; 2 — площади относительно максимального накопления морских осадков; 3 — пониженные площади размываемой суши; 4 — возвышенные площади размываемой суши; 5 — направление сноса

шиеся красноцветными молассовыми отложениями. В это же время начинается поднятие центральных частей Алданской антеклизы и Анабарского кристаллического массива. К концу века восходящими движениями была охвачена большая часть территории Западной Якутии. Осадконакопление продолжалось только в ее краевых частях — вдоль подножия Патомского нагорья, в пределах Верхоянской складчатой зоны и на территории Лено-Енисейского прогиба (рис. 26).

В начале криволуцкого века среднеордовикской эпохи на большую площадь Западной Якутии вновь проникло море (рис. 27). Морской бассейн был преимущественно эпиконтинентальным, с массой лагун. В нем накапливались красноцветные карбонатно-терригенные осадки. Этот бассейн сохранялся до конца ордовикского периода.

На северо-востоке, в Верхоянской складчатой зоне, накапливались карбонатно-терригенные осадки в море нормальной солености. Здесь продолжалось унаследованное формирование прогибов.

Повышенные мощности средне-верхнеордовикских отложений наблюдаются и во впадинах Прибайкальского краевого прогиба (Нюйской и Березовской). Литологически они не отличаются от одновозрастных отложений прилегающих районов Сибирской платформы.

В течение среднего и позднего ордовика происходило неуклонное сокращение площади морского бассейна в пределах Сибирской платформы и увеличение массивов суши, возникавших на территории Ал-

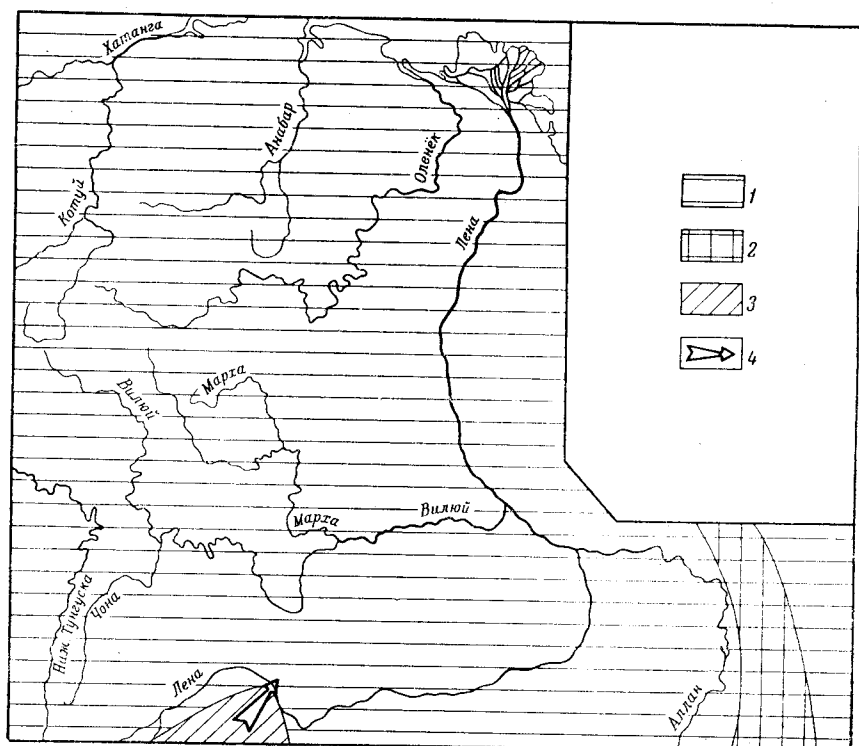


Рис. 27. Палеогеографическая схема среднеордовикской эпохи (криволучский век). Составил Ю. С. Нахабцев

1 — прибрежные части моря; 2 — площади относительно максимального накопления морских осадков; 3 — пониженные площади размываемой суши; 4 — направление сноса

данской и Анабарской антеклиз. Конец позднеордовикской эпохи в Западной Якутии был отмечен усилившейся регрессией, охватившей большую часть ее. Непрерывное осадконакопление в это время происходило лишь в пределах прогиба, развивавшегося на площади Сетте-Дабана. Возможно, что в отдельных наиболее прогнутых участках Прибайкальского прогиба процесс седиментации также был непрерывным.

Лландоверский век раннесилурийской эпохи ознаменовался новой трансгрессией, охватившей большую часть рассматриваемой территории. Вероятно, суша сохранялась в наиболее приподнятых участках Анабарского кристаллического массива, Алданской антеклизы и вблизи Патомского нагорья. Находки в кимберлитовых трубках ксенолитов с фауной лландовери в восточной части Анабарской антеклизы указывают на то, что этот район был также покрыт морем. В лландоверский век продолжалось развитие прогибов Верхоянской складчатой зоны, где существовал морской бассейн нормальной солености и накапливались преимущественно карбонатные осадки. В пределах платфор-



менной территории Западной Якутии существовал эпиконтинентальный бассейн нормальной солености, где также отлагались в основном известковистые осадки. В Прибайкальском прогибе морской бассейн был неглубоким и ненормальной солености. Здесь в составе лlandoверских отложений имеется большее количество доломитов при малом содержании органических остатков по сравнению с отложениями прилегающих участков Сибирской платформы.

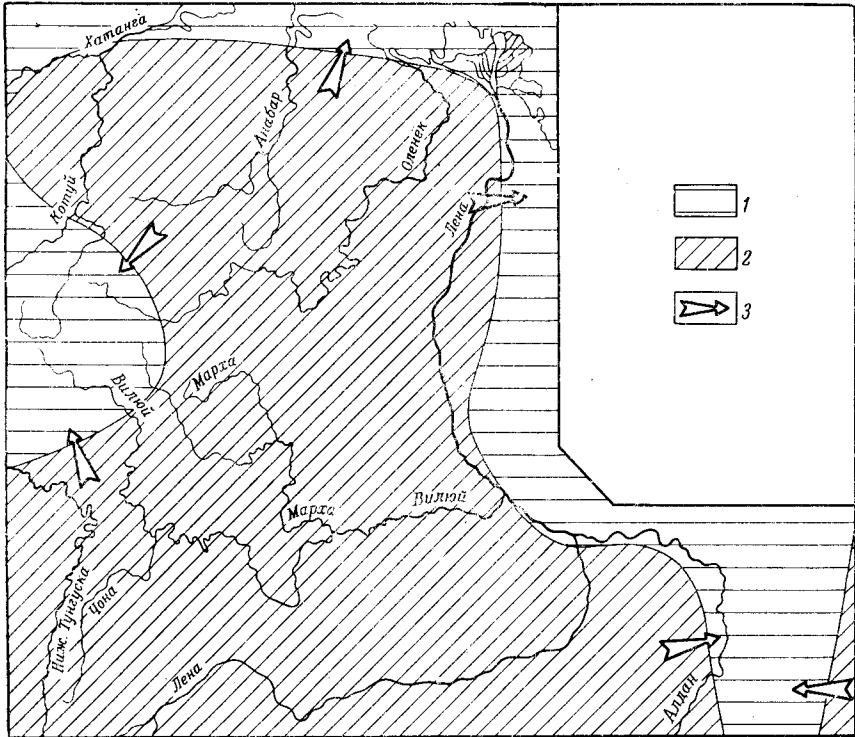


Рис. 28. Палеогеографическая схема раннедевонской эпохи. Составил Ю. С. Нахабцев

1 — прибрежные части моря; 2 — пониженные участки размываемой суши; 3 — направление сноса

В венлокский век лагунные условия осадконакопления распространились на значительную площадь платформы, где увеличились массивы суши. Лишь в Верхоянской складчатой зоне сохранялись прежние условия седиментации.

Позднесилурийская эпоха является временем проявления регрессии. Море в это время сохраняется лишь на юго-западе Анабарской антеклизы в верховьях р. Вилуй и в Верхоянской складчатой зоне, но и здесь появляются признаки повышенной солености морских бассейнов.

Еще более сократилась площадь осадконакопления в раннедевонскую эпоху (рис. 28), а в конце ее вся территория Западной Якутии испытывает воздымание, и море почти полностью покидает ее пределы. На рубеже конца ранне- и начала среднедевонской эпох здесь появилось обширное сводовое поднятие.

В среднедевонский — раннекаменноугольный этап произошла перестройка структурного плана большей части территории Западной Яку-

тии. Со среднедевонской эпохи вновь резко усилились тектонические движения различных направлений, стала широко проявляться магматическая деятельность. В пределах Верхоянской складчатой зоны продолжалось унаследованное развитие прогибов на территории Хараулаха, Орулгана и Сетте-Дабана. Тут накапливались преимущественно карбонатные осадки с обильными остатками фауны. Временами соленость в морском бассейне повышалась, увеличивался привнос терригенного материала, что приводило к накоплению алевролитов, мергелей и гипса. Это происходило в живетском и конце фаменского веков, тогда как в турнейском веке отлагались преимущественно карбонатные и кремнистые осадки.

В средне- и позднедевонскую эпохи проявилась вулканическая деятельность, особенно на территории Сетте-Дабана. Происходили подводные излияния лав основного состава, формировавшие многочисленные покровы и приповерхностные интрузии. В турнейском веке вулканическая деятельность резко сократилась, в нижнекаменноугольных отложениях обнаружен только туфогенный материал.

Бассейны Верхоянской складчатой зоны соединялись с морями, располагавшимися к северу и востоку от них. Через пролив, находившийся на территории Лено-Анабарского прогиба и отделявший Анабарскую антеклизу от платформенного массива моря Лаптевых, эти моря соединялись с бассейном Хатангской впадины и далее с девонским морем Таймыра.

На территории Хатангской впадины в среднедевонскую эпоху существовали лагуны, где шло накопление соленосной толщи. В позднедевонскую и раннекаменноугольную эпохи здесь произошло постепенное изменение фациальной обстановки и определился морской бассейн нормальной солености. В нем накапливались преимущественно карбонатные осадки с богатыми остатками разнообразной фауны.

В конце позднего девона — начале раннего карбона морской режим был не только в бассейнах Северного Верхоянья, Лено-Анабарского прогиба и Хатангской впадины, но и распространился на окраинные северные и восточные части Анабарской антеклизы. Эта трансгрессия привела к появлению красноцветных гипсоносных и карбонатных нижнекаменноугольных отложений в Кютингдинском грабене Оленекского поднятия. В южной и юго-восточной частях Анабарской антеклизы проявилась слабая магматическая деятельность, выразившаяся в образовании даек основного состава.

Возобновилось осадконакопление в среднем девоне — раннем карбоне и в западных и южных районах Западной Якутии. В среднедевонскую эпоху заложился глубокий прогиб в западной части Вилюйской синеклизы. Прогиб ограничивался зонами глубинных разломов, появившимися еще на границе архейской и протерозойской эр. В наиболее глубокой части прогиба отлагались мощные терригенно-карбонатные соленосные и гипсоносные толщи, содержащие довольно значительное количество туфового материала липаритового и трахитового состава. В зонах разломов, ограничивающих прогиб, и на территории Березовской и Нюйской впадин Прибайкальского краевого прогиба в среднем — позднем девоне была сформирована терригенно-вулканогенная толща, в которой большая роль принадлежала покровам пород основного состава. В терригенных породах Вилюйской синеклизы наблюдается значительная примесь туфового материала трахитового состава, а в Прибайкальском прогибе — основного. В северо-восточной части Березовской впадины (у г. Олекминска) в начале раннекаменноугольной эпохи внедрилась крупная интрузия граносиенитов.

Распространение среднедевонского — раннекаменноугольного седиментационного бассейна на юг в настоящее время определению не поддается. Можно лишь предполагать, что он захватывал и окраинные части Патомского нагорья. Это предположение основано на том, что на фланговых зонах нагорья, в пределах Мамского слюдоносного поля и Неверо-Жуинского района, установлены проявления активного регио-

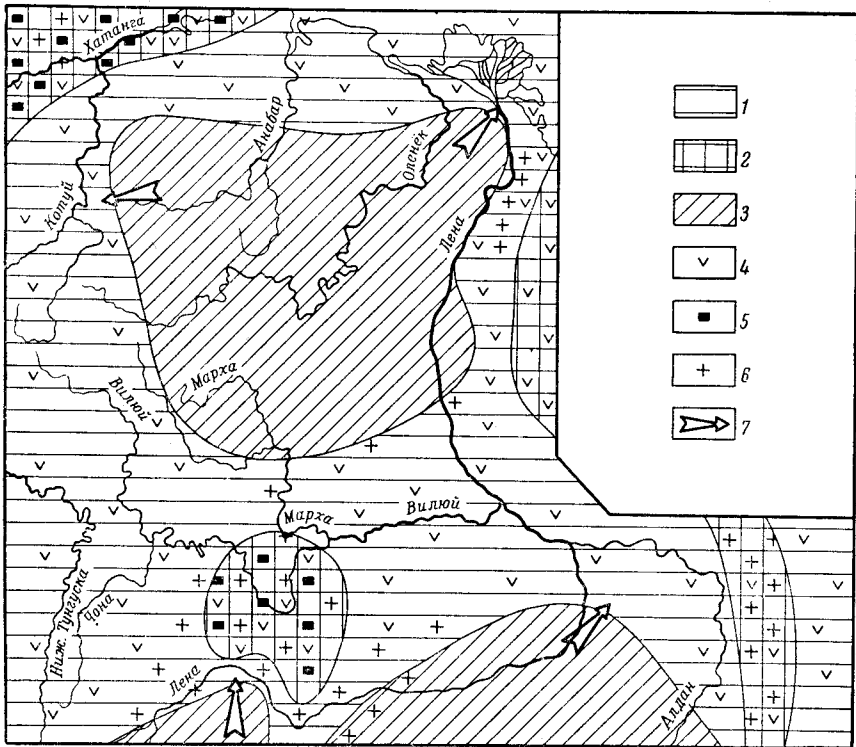


Рис. 29. Палеогеографическая схема позднедевонской эпохи (франкий век).  
Составил Ю. С. Нахабцев

1 — прибрежные части моря; 2 — площади относительно максимального накопления морских осадков; 3 — пониженные площади размываемой суши; 4 — красноцветные отложения; 5 — соленосные отложения; 6 — площади развития магматизма; 7 — направление сноса

нального метаморфизма в верхнепротерозойских отложениях вплоть до амфиболитовой фации. Время действия метаморфизма — средний палеозой. Подобные изменения пород могли происходить лишь на больших глубинах. Отсюда следует, что новый подъем территории Патомского нагорья мог начаться не раньше раннего карбона и, следовательно, до этого времени в его пределах могло происходить осадконакопление. Центральные части нагорья, по-видимому, представляли собой сушу.

Крупные массивы суши в это время располагались на значительной территории Анабарской и Алданской антеклиз и их склонов (рис. 29).

В окраинных зонах Вилюйской синеклизы в среднепалеозойский этап развития наряду с формированием магматических пород основного состава происходили и внедрения ультраосновной магмы с образованием алмазонасных кимберлитовых трубок.

В среднедевонский — раннекаменноугольный этап образовался ряд важных месторождений полезных ископаемых — алмазов, каменной соли, нефти, гипсов. С магматическими породами средне-позднедевонского возраста на Сетте-Дабане связаны проявления медного оруденения, а в бассейне среднего течения р. Лена — золота.

Следующий этап геологического развития территории Западной Якутии охватывает промежуток времени от конца раннего карбона до

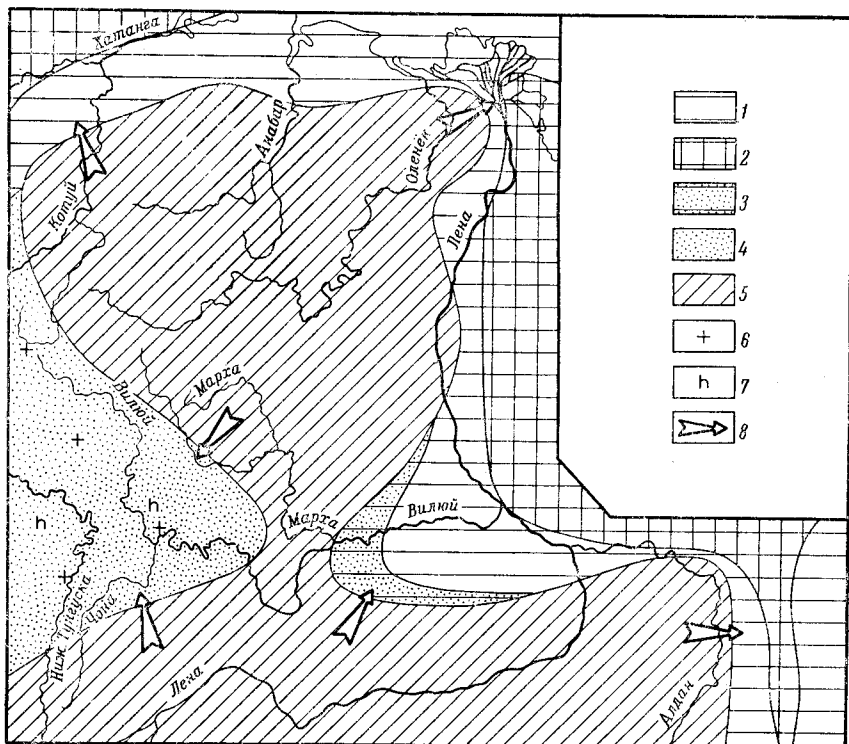


Рис. 30. Палеогеографическая схема среднекаменноугольной эпохи. Составил Ю. С. Нахабцев

1 — прибрежные части моря; 2 — площади относительно максимального накопления морских осадков; 3 — прибрежные равнины, временно заливавшиеся морем; 4 — площади аккумуляции; 5 — пониженные площади размываемой суши; 6 — площади развития магматизма; 7 — угленосные отложения; 8 — направление сноса

позднего триаса включительно. Многие особенности этого этапа были predeterminedены предшествующими геологическими событиями.

В начале этапа вся платформенная часть территории Западной Якутии и Прибайкальского краевого прогиба испытала воздымание и размыв. Рельеф всей этой территории был слабо расчленен. Здесь такие условия сохранялись на протяжении визейского и намюрского веков. В пределах Верхоянской складчатой зоны повсеместно начали отлагаться главным образом терригенные осадки, которыми сложен верхоянский геосинклинальный комплекс, указывающий на начало развития Верхояно-Колымской геосинклинальной области. Морские бассейны окаймляли сушу Западной Якутии с севера и востока. Весьма вероятно, что в восточной части Виллюйской синеклизы море проникало довольно далеко на запад по системе впадин, образовавшихся на предыдущем этапе. Такая обстановка в северных и восточных районах Западной Якутии сохранялась до конца каменноугольного периода и на протяжении всего пермского периода (рис. 30). Происходили лишь частые и

довольно значительные перемещения береговой линии. Временами море проникало в пределы Сибирской платформы, либо отступало далеко к востоку, покидая территорию Приверхоанского краевого прогиба. Наиболее интенсивная регрессия произошла в конце позднепермской эпохи, что предопределило появление во многих районах поверхности размыва в основании триасовых отложений. Основными источниками сноса для бассейнов осадконакопления Верхоянской складчатой зоны являлись южные районы Западной Якутии, Алданская антеклиза и Становой хребет. Дополнительные источники сноса располагались в пределах Анабарской антеклизы и, вероятно, во внутренних районах Верхояно-Колымской геосинклинальной области.

В восточной части северного склона Анабарской антеклизы, где распространялась озерно-аллювиальная равнина, в позднепермскую эпоху развернулась довольно интенсивная вулканическая деятельность. Начала образовываться вулканогенная толща, сложенная эффузивными породами основного состава.

В западной части территории Западной Якутии осадконакопление началось в среднекаменноугольную эпоху. Оно происходило в восточной части Тунгусской синеклизы и, возможно, в западной части Вилюйской синеклизы. Этот процесс продолжался до конца позднего палеозоя и происходил в условиях слабо расчлененной озерно-аллювиальной равнины. Накапливались преимущественно маломощные песчаные осадки. Иногда условия становились благоприятными для торфообразования и формирования маломощных пластов каменных углей. Верхнепалеозойские отложения содержат в различных количествах примесь туфогенного материала, который поступал с запада из более удаленных районов Тунгусской синеклизы.

В пределах западной части Вилюйской синеклизы в позднем палеозое произошло воздымание Сунтарского блокового поднятия, разделившего ранее существовавший среднепалеозойский единый прогиб на две впадины — Мархинскую и Кемпендяйскую. Поверхность Сунтарского поднятия подвергалась интенсивной денудации.

В пермский период климатические условия резко изменились, так как наступило похолодание по сравнению с существовавшими условиями в каменноугольном периоде. Это устанавливается по составу флоры Тунгусской синеклизы и фауны Верхоянской складчатой зоны. По данным В. И. Устрицкого (1967), северный полюс в пермском периоде находился в районе дельты р. Лена. Следовательно, вся территория Западной Якутии относилась к полярной зоне. С этими данными хорошо согласуется мнение И. В. Корешкова о широком развитии в пермском периоде горно-долинного оледенения на территории Тунгусской синеклизы.

Начало триасового периода было отмечено продолжением и усилением вулканической деятельности. Особенно активно она проявилась на территории Тунгусской синеклизы, на окраинах Анабарской антеклизы, в Хатангской впадине, Лено-Анабарском прогибе и на севере Верхоянской складчатой зоны. В этих районах формировались вулканогенные толщи, сложенные покровами лав и туфогенными породами с редкими слоями нормально-осадочных пород. Осадконакопление происходило в лагунно-континентальной обстановке. Вулканическая деятельность прекратилась уже в индском веке. После этого вся территория платформенной части Якутии, за исключением осевой части Вилюйской синеклизы, и Прибайкальский краевой прогиб испытывали воздымание и подвергались размыву вплоть до конца поздне триасовой эпохи.

Морские триасовые бассейны, занимавшие Верхоянскую складчатую зону, восточную часть Хатангской впадины и Лено-Анабарский про-

гиб, по характеру колебательных движений и терригенному составу осадков были сходны с бассейнами пермского периода. Основные отличия заключались в их большей мелководности и пониженной солености. Климат в это время был теплее.

Начиная с конца раннетриасовой эпохи в пределах восточной части Вилюйской синеклизы, Приверхоянского краевого прогиба и Верхоянской складчатой зоны происходит постепенная регрессия моря и последовательная смена условий осадконакопления от морских мелководных к прибрежно-лагунным и затем к условиям прибрежных аллювиальных равнин.

Конец триасового периода прошел в обстановке всеобщего воздымания территории Западной Якутии, представлявшей собой слабо расчлененную, почти пенеппенизированную страну, в пределах которой в районах Вилюйской синеклизы и прилегающих к ней площадей в озерных водоемах накапливались переотложенные продукты кор выветривания.

В течение позднепалеозойского — раннемезозойского геологического развития на территории Западной Якутии образовался ряд месторождений и проявлений полезных ископаемых. С магматическими породами трапповой формации связаны месторождения исландского шпата, а также железорудное, медное и никелевое оруденения. Помимо того, происходило формирование алмазоносных кимберлитовых трубок. Отложения пермского возраста в восточной части Тунгусской синеклизы и каменноугольного возраста в Верхоянье содержат пласты углей. Отложения каменноугольного, пермского и триасового возраста Вилюйской синеклизы и прогибов, окаймляющих Сибирскую платформу с севера и востока, весьма перспективны в нефтегазоносном отношении.

В конце позднего триаса территория Западной Якутии, как указывалось выше, была сильно выровнена. Тектонические движения были чрезвычайно слабы. Начало следующего этапа развития было отмечено усилением тектонических движений, в распределении которых на рассматриваемой территории наблюдается известная унаследованность от предыдущего этапа. Лишь в восточной части Тунгусской синеклизы после раннего триаса и вплоть до четвертичного периода нисходящие движения не были значительными.

Начало раннеюрской эпохи было ознаменовано широкой трансгрессией моря, наступавшего с востока. В геттангском веке море почти нигде еще не выходило к западу от осевой линии Верхоянского мегантиклинория, но к концу синемюрского века уже полностью залило территорию Приверхоянского прогиба, проникнув на отдельных участках и в окраинные районы Сибирской платформы.

В начале плинсбахского века крупный массив размываемой суши существовал в пределах северной части Вилюйской синеклизы, Анабарской антеклизы и Лено-Анабарского прогиба. На остальной площади Вилюйской синеклизы и Сетте-Дабана море отдельными заливами заходило внутрь континента. Высокая суша, являвшаяся основным источником сноса, располагалась на территории Байкальской горной области, Алданской антеклизы и Станового хребта. К северу от них на территории Прибайкальского и Ангаро-Вилюйского прогибов, северного склона Алданской антеклизы и большей части Вилюйской синеклизы находилась обширная озерно-аллювиальная равнина, где накапливался песчано-глинистый и грубообломочный материал. Временами море заливало эту равнину, проникая далеко на запад и юг (рис. 31).

Максимального развития трансгрессия достигла в тоарском веке, когда море проникло на западе до бассейна р. Чона и на юге — почти до подножия Патомского нагорья. Вторгалось оно и в окраинные части

Анабарской антеклизы с севера, востока и юга. В образовавшемся громадном морском бассейне отлагались преимущественно терригенные осадки.

Последующее развитие территории Западной Якутии в юрский период и в раннемеловую эпоху проходило в условиях неизменного сокращения площади морского бассейна. Время от времени он прерывался новыми кратковременными трансгрессиями. Так, в ааленком веке море

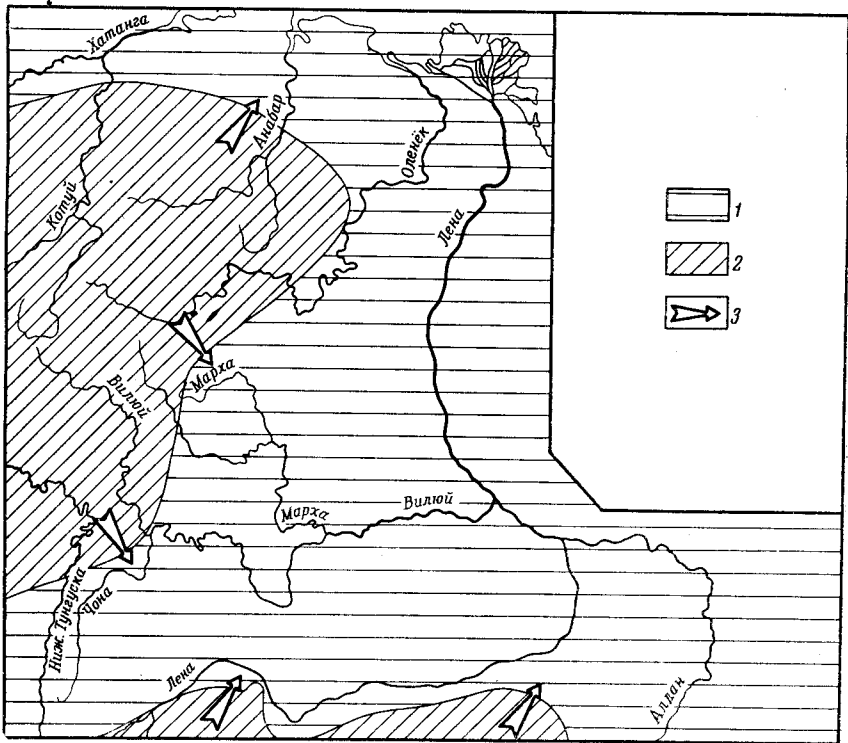


Рис. 31. Палеогеографическая схема раннеюрской эпохи (конец плинсбахского века). Составил Ю. С. Нахабцев

1 — прибрежные части моря; 2 — пониженные площади размываемой суши; 3 — направление сноса

покидает территорию всех структурных регионов, примыкающих к Вилюйской синеклизе с юга, запада и севера, а в байосском веке и в самой синеклизе морские условия осадконакопления сменяются прибрежно-континентальными.

В конце среднеюрской эпохи море сохраняется лишь на северо-востоке Вилюйской синеклизы. Отступление моря продолжалось и в начале позднеюрской эпохи, когда береговая линия отодвинулась на севере почти до широты р. Джарджан, а на востоке — до осевой линии Верхоянского мегантиклинория и Южно-Верхоянского синклинория. В районе Китчанского поднятия, против устья р. Вилюй, суша далеко отошла на восток, частично разделив морские бассейны северной и южной площадей Верхоянской складчатой зоны. В это время территория южной части Приверхоянской прогиба и Вилюйской синеклизы представляла собой озерно-аллювиальную равнину, в пределах которой накапливались главным образом мощные песчаные толщи и массы торфа, превратившиеся в последующем в бурые и каменные угли.

В конце среднеюрской — начале позднеюрской эпох в южной части Верхоянского мегантиклинория начали появляться низменные острова, свидетельствующие о начале развития восходящих движений в пределах Верхоянской геосинклинали.

В предволжское время море резко отступило на восток и север, что привело к перерыву в осадконакоплении на значительной части площади Приверхоянского прогиба и Верхоянской складчатой зоны. Лишь в северных районах, возможно, перерыва в осадконакоплении не было. Море покинуло навсегда пределы Южно-Верхоянского синклинория.

В волжском веке регрессия сменилась сравнительно кратковременной трансгрессией. В это время море вновь заняло территорию северной части Приверхоянского прогиба, территорию Верхоянского мегантиклинория и, обогнув с востока Китчанское поднятие, проникло в южную часть Приверхоянского прогиба.

После этого вновь началось неуклонное сокращение морского бассейна. В валанжинском веке он сохранялся только на площади Хатангской впадины, Лено-Анабарского прогиба и в северных частях Приверхоянского прогиба и Верхоянской складчатой зоны. На юге в это время уже начался процесс интенсивного воздымания. К концу раннего мела море полностью покинуло территорию Западной Якутии.

До конца раннемеловой эпохи осадконакопление продолжалось на площади Вилюйской синеклизы, Приверхоянского прогиба и в северной части Верхоянской складчатой зоны, а также в пределах Хатангской впадины и Лено-Анабарского прогиба. Здесь повсюду в условиях озерно-аллювиальных, прибрежно-континентальных и дельтовых равнин шло накопление преимущественно терригенных песчаных осадков, а также мощных торфяников.

В раннем мелу на северном склоне Анабарского кристаллического массива образовалась Попигайская впадина, в которой сформировалась континентальная осадочно-вулканогенная толща. Ее образование завершилось в позднем мелу и, возможно, в палеогене.

В Южно-Верхоянском синклинории в условиях межгорных впадин также шло накопление мощной эффузивно-осадочной толщи, при активной интрузивной деятельности. На Анабарской антеклизе проявился основной магматизм.

В это время остальные районы Западной Якутии представляли собой низкую выровненную сушу, подвергавшуюся размыву.

Климат на протяжении всего юрского периода и в раннемеловую эпоху был теплым и влажным.

В рассматриваемый этап геологической истории Западной Якутии были образованы многие месторождения полезных ископаемых. Важнейшими из них являются месторождения бурых и каменных углей Ленского угленосного бассейна — одного из крупнейших в Советском Союзе; газовые и газоконденсатные месторождения Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба, месторождения золота в Южно-Верхоянском синклинории и алмазоносные кимберлитовые трубки на Анабарской антеклизе.

Начало следующего, позднемелового — палеогенового этапа геологического развития было отмечено значительной перестройкой структурного плана восточной части Западной Якутии (рис. 32). Произошло окончательное замыкание Верхоянской геосинклинали, в пределах которой проявились складчатые движения и горообразование. Завершилось формирование Приверхоянского прогиба. Горные сооружения Верхоянья подвергались интенсивному размыву, приведшему уже к концу позднемеловой эпохи к значительному выравниванию его рельефа и резкому уменьшению количества сносимого обломочного материала.



Осадконакопление шло лишь в центральной части Приверхоянского прогиба и в наиболее прогнутой осевой зоне Вилюйской синеклизы. Вся эта местность представляла собой аллювиальную равнину, где отлагались преимущественно речные осадки. Озера и болота пользовались значительно меньшим развитием по сравнению с раннемеловой эпохой, что привело к резкому сокращению торфообразования.

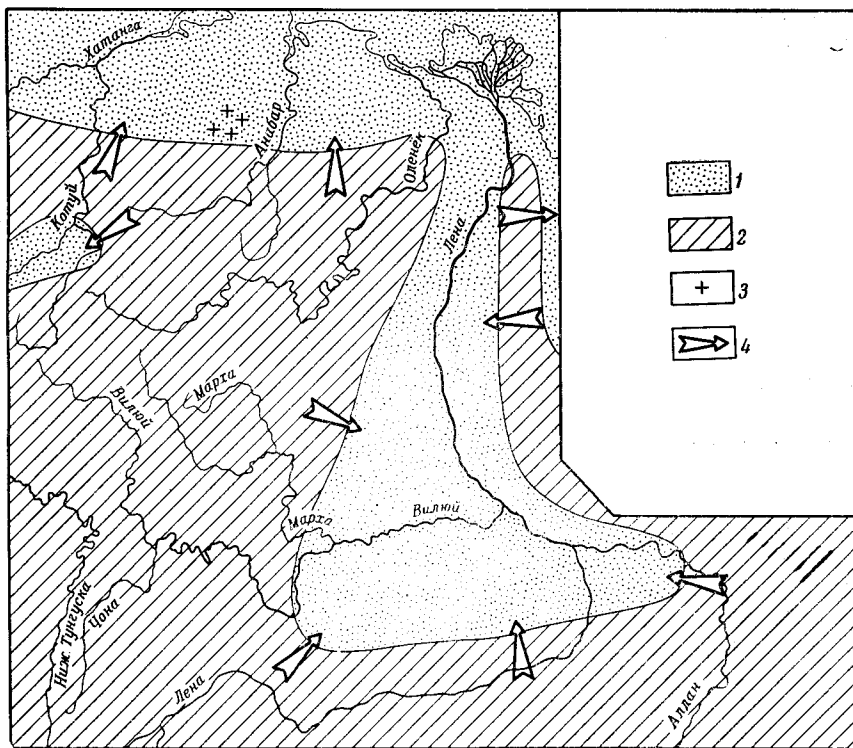


Рис. 32. Палеогеографическая схема начала позднемеловой эпохи. Составил Ю. С. Нахабцев

1 — площади аккумуляции; 2 — пониженные площади размываемой суши; 3 — площади развития магматизма; 4 — направление сноса

В палеогене вся территория Западной Якутии была низкой, сильно выровненной, слабо размываемой суши. Осадконакопление происходило лишь на севере Верхоянской складчатой зоны, где в условиях прибрежно равнины отлагались глинистые угленосные осадки.

Климат в течение позднемелового — палеогенового этапа был по-прежнему теплым, хотя по сравнению с предшествующим этапом и испытал некоторое похолодание.

Тектонический режим последнего, неоген-четвертичного этапа развития был в значительной степени унаследован от предыдущего, но географическая ситуация подверглась большим изменениям.

В неогене климат продолжал оставаться умеренно-теплым. Вся территория Якутии, расположенная к западу от р. Лена, представляла собой низкую пенепленизированную сушу. Верхоянская складчатая зона испытывала воздымание, здесь вновь формировались горы. Северная часть Приверхоянского прогиба, площадь Хатангской впадины и Лено-Анабарского прогиба также подвергались размыву. Береговая линия моря Лаптевых, по-видимому, проходила несколько севернее ее совре-

менного положения. Осадконакопление происходило лишь в бассейне нижнего течения р. Алдан, где формировалась обширная наложенная впадина, представлявшая собой озерно-аллювиальную равнину. Судя по тому, что нижние части разрезов наиболее древних террас долин рек Лена и Вилюй имеют неогеновый возраст, можно полагать, что основные водные артерии в пределах рассматриваемой территории Якутии в неогене уже были сформированы.

В раннечетвертичное время вся территория Западной Якутии испытывает эпейрогенический подъем. Особенно интенсивными были восходящие движения на территории Верхоянской складчатой зоны и Алданской антеклизы. Современный рельеф этих регионов был почти полностью сформирован в четвертичный период. Унаследованные восходящие движения преобладали также в пределах Анабарской антеклизы, Тунгусской синеклизы и большей части Прибайкальского прогиба. Относительно погруженными оставались площади низменностей побережья моря Лаптевых и Центрально-Якутской низменности, где накапливались довольно мощные толщи рыхлых аллювиальных осадков. В ранне-среднечетвертичное время испытывала погружение и северная часть Березовской впадины Прибайкальского прогиба, где также отлагались рыхлые осадки, сохранившиеся на водоразделах до настоящего времени. В Центрально-Якутской низменности в периоды оледенений образовывался обширный подпрудный бассейн, в котором накапливались довольно мощные толщи рыхлых отложений.

Похолодание климата наступило в конце раннечетвертичного времени и продолжалось на протяжении всего среднечетвертичного времени. Им было вызвано покровское оледенение, развивавшееся в два этапа. Оледенением была захвачена вся территория Верхоянья, откуда ледники спускались в пределы Ленской равнины. Местный центр оледенения располагался в пределах Анабарского кристаллического массива. Новое похолодание в позднечетвертичное время обусловило развитие натарского (зырянского) оледенения. Оледенением были захвачены Верхоянская и Байкальская горные области и северо-западная часть рассматриваемой территории — Анабарский кристаллический массив. Это оледенение закончилось лишь в начале современной эпохи.

Формирование большей части речной сети Западной Якутии началось в раннечетвертичное время и почти полностью было завершено к началу современной эпохи.

В современную эпоху происходит интенсивное воздымание территории Западной Якутии, усиленно проявляется эрозионная деятельность. Накопление озерных и болотных отложений фиксируется на сравнительно небольших площадях. В основном отлагаются аллювиальные осадки, энергично образуются делювиальные и элювиальные образования, а у подножий гор — пролювий.

В последний этап геологического развития возник ряд месторождений полезных ископаемых. В Нижне-Алданской неогеновой впадине образовались залежи бурого угля и лигнита. С четвертичными отложениями связаны россыпные месторождения алмазов, золота, платины и ильменита.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, нов. серия, геол. отд., т. XI, № 4.
- Атласов И. П. 1957. Геологическое строение северной части Верхоянского хребта. Тр. НИИГА, т. 81.
- Атласов И. П. 1958. История развития тектонических движений северо-восточной части Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 85.
- Атласов И. П. 1960. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы и Предтаймырского прогиба. Тр. НИИГА, т. 106.
- Атласов И. П. 1961. Тектоника северо-западной части Верхоянской складчатой области. В сб. «Проблемы тектоники». М., Госгеолтехиздат.
- Бабаян Г. Д. и др. 1960. Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской АССР. М., Госгеолтехиздат.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. 1964. Северо-Восток СССР. М., изд-во «Наука».
- Баранова Ю. П. и др. 1958. Палеогеография бассейнов верхних течений рек Оленек и Мархи. Тр. НИИГА, т. 67, вып. 7.
- Басков Е. А. 1959. Подземные воды Якутского артезианского бассейна и некоторые возможности их практического использования. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 24.
- Бобриневич А. П. и др. 1959. Алмазные месторождения Якутии. М., Госгеолтехиздат.
- Бобров А. К. 1964. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Предбайкальского краевого прогиба. М., изд-во «Наука».
- Бородин Л. А. и др. 1961. К тектонике Кемпедняйских дислокаций. Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. VII.
- Борщева Н. А. 1967. К вопросу об унаследованности древних меловых долин современной гидросетью на северо-востоке Сибирской платформы. Уч. зап. НИИГА, № 10.
- Булина Л. В. 1961. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры в пределах Сибирской платформы. «Советская геология», № 5.
- Васильев В. Г., Иванова М. Н. 1958. История развития Восточно-Сибирской платформы. В сб. «Вопросы геологии и нефтегазоносности ЯАССР». М., Госгеолтехиздат.
- Вахрамеев В. А., Пущаровский Ю. М. 1954. О геологической истории Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба в мезозойское время. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Виленьский А. М. 1966а. Классификация метаморфических образований, связанных с трапповыми интрузиями Сибирской платформы. В кн. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». М., изд-во «Наука».
- Виленьский А. М. 1966б. Фазовые равновесия и эволюция химизма пироксенов интрузивных траппов Сибирской платформы. В кн. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы». М., изд-во «Наука».
- Виленьский А. М. 1967. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М., изд-во «Наука».
- Виноградов В. А. 1965. Тектоника Верхоянского мегантиклинория и Ленского прогиба (севернее Полярного круга). Уч. зап. НИИГА, вып. 5.
- Виноградов В. А., Красильщиков А. А. 1963. О возрасте складчатого фундамента Оленекского поднятия Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 152, № 3.
- Вольнов Д. А., Яшин Д. С. 1959. Новые данные о структурах, осложняющих северную часть Ленского передового прогиба. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 15.
- Воронов П. С., Эрлих Э. Н. 1962. О сдвиговых деформациях в северо-восточной части Сибирской платформы. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 28.
- Воскресенский С. С. 1962. Геоморфология Сибири. М., Изд-во МГУ.
- Вышемирский В. С., Варламов И. П. 1958. Развитие рельефа Западного Верхоянья и смежных частей Сибирской платформы. Географический сб., серия геоморф. и палеогеогр., вып. X. М., Изд-во АН СССР.

Галабала Р. О. 1962а. Происхождение и возраст эйкских отложений. Тр. ВАГТ, вып. 8.

Галабала Р. О. 1962б. О тектонике Предверхоанского краевого прогиба. Тр. ВАГТ, вып. 8.

Гитерман Р. Е., Голубева Л. В. 1965. История развития растительности Восточной Сибири в антропогене. В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., изд-во «Наука».

Гоньшакова В. И. 1961. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Тр. ИГЕМ, вып. 61.

Горнштейн Д. К. 1965. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Алданской антеклизы. М., изд-во «Наука».

Горнштейн Д. К. и др. 1963. Основные этапы геологического развития и перспективы нефтегазоносности Якутской АССР. М., Изд-во АН СССР.

Григорьев Н. Ф. 1966. Многолетнемерзлые породы Приморской зоны Якутии. М., изд-во «Наука».

Грицик В. В. 1962. Некоторые особенности стратиграфии нижнего палеозоя, тектоники и нефтеносности Оленекско-Вилуйского междуречья. В кн. «Геология и полезные ископаемые ЯАССР», Якутск.

Гроздилов А. Л. и др. 1964. Геологическое строение северо-восточной части Сибирской платформы. Изд. НИИГА.

Гусев Ал. И. 1960. К истории развития Приморской равнины в четвертичное время. Тр. НИИГА, р. 112.

Демокидов К. К. 1959. Основные черты геологического строения северо-восточной части Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 101.

Домохотов С. В. 1961. Верхний триас и юра Восточного Верхоянья. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 15. Магадан.

Дорофеева И. И. 1963. О происхождении некоторых типов алмазоносных водораздельных галечников. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 8.

Дьяков А. Г. и др. 1960. Основные черты минерализации восточной части Сибирской платформы. Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. III. Якутск.

Емельянцева Т. М. и др. 1960. Геология и перспективы нефтегазоносности низовьев р. Лены. Тр. НИИГА, т. 108.

Жуков В. В. и др. 1966. Палеогеография северо-востока Средне-Сибирского плоскогорья и Лено-Анабарской низменности в кайнозое. В кн. «Четвертичный период Сибири». М., изд-во «Наука».

Жуковский Ю. С. 1964. Особенности геоморфологического строения долины реки Оленек. Вестн. МГУ, серия геол., № 18.

Забалуев В. В. 1959. Геологическое строение и история развития Приверхоанского краевого прогиба в районе Западного Верхоянья. Тр. ВНИГРИ, вып. 130.

Зайцев Н. С. 1954. О тектонике южной части Сибирской платформы. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР.

Зайцев Н. С. 1958. Сибирская платформа. В кн. «Тектоника нефтеносных областей», т. II.

Зайцев Н. С., Покровская Н. В. 1950. Стратиграфия и тектоника нижнепалеозойских отложений района среднего течения р. Лены. Очерки по геологии Сибири, вып. 15.

Замараев С. М. 1961. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и в нижнем палеозое. «Геология и геофизика», № 11.

Зегебарт Д. К. 1936. К стратиграфии и тектонике древнего палеозоя и мезозоя правого и левого бережья р. Лены от устья р. Бирюк до устья р. Синей и притоков рек Наманы и Бирюка. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 14, № 3.

Зимкин А. В. 1959. Верхоянский комплекс отложений бассейна р. Яны. Материалы по геол. Якутии. Тр. ЯФ СО АН СССР, серия геол., вып. 3.

Зленко Н. Д. и др. 1964. Стратиграфия и вулканизм позднего докембрия юго-востока Сибирской платформы. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол. Проблема 8. Изд. АН СССР.

Ивенсен Ю. П., Салун С. А. 1950. Стратиграфия и тектоника северо-восточной окраины Патомского нагорья. Очерки по геологии Сибири, вып. 15.

Каманин Л. Г. 1954. Некоторые черты палеогеографии Средней Сибири. Вопросы географии, сб. 35.

Кардопольцева О. И. и др. 1961. Новые данные о «водораздельных галечниках» междуречья Мархи и Тунга. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 66.

Кирусенко Т. С. 1959. Материалы по стратиграфии и тектонике Сетте-Дабана. Тр. ЯФ СО АН СССР, серия геол., вып. 4.

Кирюшина М. Т. 1959а. О проявлении мезо-кайнозойского вулканизма на северной окраине Сибирской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Кирюшина М. Т. 1959б. Четвертичные отложения Советской Арктики. Анабарский массив и Анабаро-Хатангское междуречье. Тр. НИИГА, т. 91.

Киселев А. Е. 1968. Новые данные о границах, истории развития Приверхоянского краевого прогиба и о характере сочленения его с Вилюйской синеклизой. «Геотектоника», № 1.

Кицул В. И. и др. 1966. Стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ верхнеалданской свиты иенгской серии Алданского щита. В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука».

Кицул В. И., Лазебник К. А. 1966. Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры (к проблеме «Унгринского клина»). В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука».

Козловская С. Ф. 1961. Четвертичные оледенения северной части Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 64.

Кокоулин М. Л., Нахабцев Ю. С. 1961. Стратиграфия района Уринского антиклинория. Совещ. по разраб. униф. стратиграф. схем ЯАССР. Тезисы докл. Л.

Колосов Д. М. 1947. Горы и низменности Восточной Якутии и Дальневосточного севера (Якутско-Чукотская провинция). В кн. «Геоморфологическое районирование СССР». Тр. Комиссии по естеств.-истор. районированию СССР, т. II, вып. 1. М.—Л.

Колпаков В. В. 1961. Четвертичные отложения бассейна нижней Лены. Совещ. по разраб. униф. стратиграф. схем ЯАССР. Тезисы докл. Л.

Колпаков В. В. 1966. Палеогеография четвертичного периода в нижнем течении р. Лены. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 5.

Коржуев С. С. 1959. Геоморфология долины средней Лены и прилегающих районов. М., Изд-во АН СССР.

Коржуев С. С. 1960. Морфоструктурные особенности рельефа Сибирской платформы и неотектоника. Изв. АН СССР, серия геогр., № 4.

Корчагин В. П. и др. 1964. Изверженные породы Березовской впадины и северного склона Алданского щита. Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. XIII.

Коссовская А. Г. и др. 1960. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. Тр. ГИН АН СССР, вып. 34.

Косыгин Ю. А. 1963. Развитие Сибирской платформы в докембрии. «Геология и геофизика», № 7.

Косыгин Ю. А. и др. 1962. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии. «Геология и геофизика», № 10.

Косыгин Ю. А., Луцицкий И. В. 1961. О принципах выделения древних платформ и положения краевых поднятий в структуре Сибирской платформы. «Геология и геофизика», № 1.

Кочетков Т. П. 1958. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений меловой системы Ленского бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Красильщиков А. А., Виноградов В. А. 1960. Новые данные по стратиграфии и тектонике докембрия центральной части Оленекского поднятия. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 22.

Краснов И. И., Козловская С. Ф. 1966а. Геоморфология. В кн. «Геология Сибирской платформы». М., изд-во «Недра».

Краснов И. И., Козловская С. Ф. 1966б. Четвертичная (антропогенная) система. В кн. «Геология Сибирской платформы». М., изд-во «Недра».

Краснов И. И., Масайтис В. Л. 1955. Тектоника Оленекско-Вилюйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 7.

Крутойарский М. А. и др. 1959. Кимберлиты бассейнов рек Омоноос и Укуит. Тр. НИИГА, т. 65.

Кудрявцев В. А. 1966. Архей бассейна р. Сутам. В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука».

Кузнецов Ю. А., Косыгин Ю. А. 1962. Основные черты тектоники и магматизма Сибирской платформы. «Геология и геофизика», № 6.

Кутейников Е. С., Сягаев Н. А. 1962. Тектоническое строение и история развития Кютингинского поперечного прогиба. Тр. НИИГА, т. 130.

Лазуркин В. М. 1957. Геологическое строение района нижнего течения р. Лены (Ленская впадина). Тр. НИИГА, т. 81.

Лазуркин В. М. 1959. Новые данные по геологии Северного Верхоянья. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 14.

Лалпо В. И., Кусов Н. И. 1947. Нордвикское месторождение каменной соли. «Недра Арктики», № 2.

Лебедев А. П. 1959. Дифференцированные трапповые интрузии Вилюйских гор. Тр. ИГЕМ, вып. 29.

Лебедев А. П. 1960. Явления гибридизации и ассимиляции и их роль в платформенном магматизме. Тр. II Всес. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат.

Левашов К. К. 1958. Новые данные по стратиграфии и вулканизму девона Восточного Верхоянья. Изв. Сиб. отд. АН СССР, «Геология и геофизика», вып. 1.

Левашов К. К. 1962. Петрология гранитондов Дегелькич — Гулондьянского междуречья. «Геология и геофизика», № 12.

Левина А. П. 1963. Геоморфология, стратиграфия аллювиальных отложений и основные этапы развития долины р. Вилюя. Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. XI.

Лейпциг А. В. 1958. Распределение фаций в отложениях нижнего кембрия западной части северного склона Алданского щита. В кн. «Вопросы геологии и нефтегазоносности ЯАССР». М., Гостоптехиздат.

Лейпциг А. В. 1962. История развития структур восточной окраины Сибирской платформы в мезозое. «Геология и геофизика», № 4.

Лейпциг А. В. 1964. К истории формирования структур восточных районов Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, т. 94.

Лейпциг А. В., Панов В. В. 1960. Геологическое строение Западного Верхоянья в бассейне рек Собопол и Бегиджан (Жиганский район ЯАССР). Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. I.

Лейпциг А. В., Панов Н. В. 1962. Тектоническое строение и основные этапы формирования Приверхоянского прогиба. В кн. «Тектоника Сибири». Изд. АН СССР. Новосибирск.

Леонов Б. Н. 1961а. Вопросы генезиса рельефа и геоморфологическое районирование Средне-Сибирской плоской возвышенности. Тр. ВАГТ, вып. 7.

Леонов Б. Н. 1962. Основные черты геологии северо-востока Сибирской платформы. Тр. ВАГТ, вып. 8.

Леонов Б. Н., Лунгерсгаузен Г. Ф. 1959. Основные черты геоморфологии Сибирской платформы. Материалы II геоморф. совещ. М.

Леонов Б. Н. и др. 1966. Алмазы Приленской области. М., изд-во «Наука».

Леонтьев Л. Н. 1963. О тектоническом плане Сибирской платформы в протерозое — позднем докембрии и о природе Вилюйской впадины. Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского, вып. XVI—2.

Лифиц Я. Г., Нахабцев Ю. С. 1961. Стратиграфическое положение интрузивных тел северного склона Алданского щита и фазы интрузивной деятельности. Совещ. по разраб. униф. стратиграф. схем ЯАССР. Тезисы докл. Л.

Лобанов М. Ф. 1939. Минеральные строительные материалы Советской Арктики и Субарктики. Тр. Арктич. ин-та, т. СХIII, № 56.

Лопатин Б. Г. 1965. О находках щелочноземельных сиецитов на Анабарском щите. Уч. зап. НИИГА, вып. 7.

Лунгерсгаузен Г. Ф. 1961а. Геологическая история средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири. Материалы Всес. совещ. по изучению четвертичного периода, т. III. М., Изд-во АН СССР.

Лунгерсгаузен Г. Ф. 1961б. Некоторые особенности проявлений новейшей тектоники на востоке Сибирской платформы. Неотектоника, т. 3. Изд. АН СССР. Рига.

Лунгерсгаузен Г. Ф. 1961в. Стратиграфия кайнозойских отложений бассейна средней и нижней Лены и ее дельты. Совещ. по разраб. униф. стратиграф. схем. Тезисы докл. Л.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л. 1959. Магматизм Сибирской платформы. «Советская геология», № 4.

Лутц Б. Г. 1959. Стратиграфия и тектоника южной части Анабарского массива. Докл. АН СССР, т. 126, № 6.

Лутц Б. Г. и др. 1962. О составе и строении фундамента восточной части Сибирской платформы. Изв. Сиб. отд. АН СССР, Геология и геофизика, № 8.

Люткевич Е. М. 1960. Конгломераты с гранитной галькой из среднего кембрия Хараулахских гор. «Геология и геохимия», № 3 (IX).

Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. 1966. Геологическое строение центральной части Алданского щита. В сб. «Геология и петрология докембрия». М., изд-во «Наука».

Мартинсон Г. Г. 1962. О корреляции мезозойских континентальных отложений центральных районов Азии. «Советская геология», № 8.

Масайтис В. Л. 1965. Среднепалеозойская трапповая формация на Сибирской платформе. Докл. АН СССР, т. 162, № 3.

Масайтис В. Л. и др. 1966. Вулканогенно-осадочные толщи среднего палеозоя в Нюйской и Березовско-Кемпендьяйской впадинах. Совещ. по пробл. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов». Тезисы докл. Якутск.

Меньшиков П. Н. 1956. Материалы к тектонике восточной части Сибирской платформы. «Советская геология», № 54.

Меняйлов А. А. 1962. Туфы и кимберлиты Сибирской платформы и их происхождение. Тр. ЯФ СО АН СССР, сб. 10.

Милашев В. А. 1958. Кимберлиты южной части Среднеоленинского района. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 87, № 3.

- Милашев В. А. 1960. Родственные включения в кимберлитовой трубке «Обнаженная» (бассейн р. Оленек). Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 89, вып. 3.
- Милашев В. А. 1962. Вторичные изменения кимберлитов. Тр. НИИГА, т. 121.
- Милашев В. А. 1963а. Парагенетические ассоциации вторичных порообразующих минералов в кимберлитовых породах. «Геохимия», № 6.
- Милашев В. А. 1963б. Термин «кимберлит» и классификация кимберлитовых пород. «Геология и геофизика», № 4.
- Милашев В. А. 1968. Кимберлиты и близкие к ним породы Куонамского района (северо-восточная часть Сибирской платформы). Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 13.
- Милашев В. А. 1969. Петрохимия кимберлитов и близких к ним пород Куонамского района (северо-восточная часть Сибирской платформы). Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 14.
- Милашев В. А. и др. 1963. Кимберлитовые породы и пикритовые порфириты северо-восточной части Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 126.
- Милашев В. А., Шульгина Н. И. 1959. Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 126, № 6.
- Миронюк Е. П. 1966. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олекминской серии и станового комплекса. В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука».
- Митт К. Л. 1961. Предварительные результаты исследования четвертичных отложений и геоморфологического строения Анабаро-Оленекского междуречья севернее 71° с. ш. Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. V. Якутск.
- Митт К. Л. 1963. Новые данные по палеоботаническому обоснованию стратиграфии четвертичных отложений Анабаро-Оленекской приморской низменности. Тр. НИИГА, т. 136.
- Мокшанцев К. Б. и др. 1964. Тектоническое строение Якутской АССР. М., изд-во «Наука».
- Моралев В. П., Ставцев А. Л. 1961. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. Тр. ВАГТ, вып. 7.
- Моор Г. Г. 1940а. Перспективы алмазности севера Центральной Сибири. Проблемы Арктики, № 3.
- Моор Г. Г. 1940б. Чарнокитовая серия Анабарского докембрия и сходные с нею метаморфические образования. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Моор Г. Г., Соболев В. С. 1957. К вопросу о сибирских кимберлитах. Минер. сб. Львов. ун-та, № 11.
- Наумов А. Д., Щукина Н. А. 1960. О сопряженности направлений тектонических трещин и долин в бассейне р. Вилюя. Уч. зап. Саратовского ун-та, т. 74, вып. геол.
- Нахабцев Ю. С. и др. 1964. Стратиграфия Березовской и Нюйской впадин. Материалы Якутского стратиграф. совещ.
- Нахабцев Ю. С., Зубковский С. С. 1967. О двух типах поперечных краевых систем. Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. XV. Якутск.
- Нахабцев Ю. С., Петров А. Ф. 1968. Некоторые закономерности формирования Байкальской складчатой области. В сб. «Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии». Якутск.
- Николаев Н. И. 1950. О некоторых итогах изучения неотектоники СССР. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2.
- Николаевский А. А. 1958. Основные черты глубинного строения восточной части Сибирской платформы. В кн. «Вопросы геологии и нефтегазоносности ЯАССР». М., Гостоптехиздат.
- Одинцов М. М. 1960. Материалы по геологии и алмазности Сибирской платформы. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., вып. 14.
- Озерцова В. А. и др. 1959. Рельеф кристаллического фундамента юго-восточной части Сибирской платформы по данным аэромагнитной съемки. «Советская геология», № 5.
- Оффман П. Е. 1959. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. Тектоника СССР, т. IV. М., Изд-во АН СССР.
- Оффман П. Е., Новикова А. С. 1955. Вулканическая трубка Эринга. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Палеогеография центральной части Советской Арктики. 1967. Тр. НИИГА, т. 150.
- Панов В. В. 1960а. Стратиграфия мезозойских отложений западного склона Верхоянского хребта в междуречье Собопоп — Кюндюдей. Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. II.
- Панов В. В. 1960б. Условия формирования и нефтегазоносности Приверхоанского прогиба и Вилюйской синеклизы. Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. I.
- Панов Д. Г. 1946. Палеогеография Советской Арктики в четвертичное время. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 37.

- Петров А. Ф. 1963. Стратиграфия и возраст позднедокембрийских отложений междуречья Олекмы, Токко и Чары. Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. XI.
- Петров А. Ф. 1966. Геология западной части Алданского щита в бассейнах рек Чары и Токко. В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука».
- Петров А. Ф. 1967. Геологическое строение и тектоника протерозойского обрамления Алданского щита в бассейнах рек Олекмы, Токко, Чары. Материалы Якутского стратиграф. совещ., Якутск.
- Плотникова М. И. 1955. О связи направлений изгибов долины р. Нижней Тунгуски с тектонической трещиноватостью. Материалы по геол. и полезн. ископ. Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат.
- Плотникова М. И. и др. 1962. К вопросу о методике картирования высоких террас в бассейне среднего течения р. Мархи. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 52.
- Плотникова М. И. и др. 1965. Палеогеография Приленского района в связи с формированием алмазных россыпей. М., изд-во «Наука».
- Попов Ю. Н. 1947. О современном оледенении северо-востока Азии в связи с проблемой древнего оледенения. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 1, XXIX, вып. 3.
- Попова А. И. 1961. К палеогеографии четвертичного периода бассейна среднего течения Вилюя. Докл. научн. сессии Ин-та геол. ЯФ СО АН СССР.
- Пушаровский Ю. М. 1955. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР. Докл. АН СССР, т. СУ, № 5.
- Пушаровский Ю. М. 1956. О тектонике Северо-Востока СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31, вып. 5.
- Пушаровский Ю. М. 1957. Стратиграфия и тектоника хребта Сетте-Дабан (Южное Верхоянье). «Советская геология», № 59.
- Пушаровский Ю. М. 1959. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. ГИН АН СССР, вып. 28.
- Пушаровский Ю. М. 1960а. Особенности тектонического строения и развития краевых прогибов. В сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР.
- Пушаровский Ю. М. 1960б. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. Тектоника СССР, т. V.
- Пушаровский Ю. М., Вахрамеев В. А. 1954. О геологической истории Вилюйской впадины. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1.
- Рабкин М. И. 1958а. Ультраосновные породы Анабарского щита. Тр. НИИГА, т. 80.
- Рабкин М. И. 1958б. Об абсолютном возрасте метаморфического комплекса и гранитных интрузий Анабарского щита. Тр. НИИГА, т. 85.
- Рабкин М. И. 1958в. Кимберлиты северной части Сибирской платформы (бассейн (р. Оленек) и вопросы их генезиса. Материалы ко II Всес. петрограф. совещ. Изд. АН УзССР.
- Рабкин М. И. 1959. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. Тр. НИИГА, т. 87.
- Рабкин М. И. 1960. Докембрий Анабарского щита. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол. Проблема 6. М., Изд-во АН СССР.
- Рабкин М. И., Милашев В. А. 1960. Кимберлитовый вулканизм севера Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 14.
- Равский Э. И. 1960. К стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений юга и востока Сибирской платформы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 26.
- Равский Э. И., Алексеев М. Н. 1960. Четвертичный период в Восточной Сибири. В кн. «Хронология и климаты четвертичного периода». М., Госгеолтехиздат.
- Ревердатто М. В. 1960. К геоморфологии древней долининой сечи бассейна среднего течения Лены и террас Лены и Вилюя. «Геология и геофизика», № 4.
- Рожков Б. Н. и др. 1936. Материалы к геологии и петрографии Анабарского массива. Тр. АНИИ, т. 130.
- Руженцев С. В., Чжан-бу-чунь. 1961. О тектонике северных частей Патомского нагорья. Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Сакс В. Н. 1961. Палеогеография Арктики в юрском и меловом периодах. Докл. на ежегодных чтениях памяти В. А. Обручева, т. IV, 1956—1960 гг. М., Изд-во АН СССР.
- Салоп Л. И. 1964. Геология Байкальской горной области, т. I. М., изд-во «Недра».
- Салоп Л. И. 1967. Геология Байкальской горной области, т. II. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., изд-во «Недра».
- Сарсадских Н. Н., Попугаева Л. А. 1955. Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе. «Разведка недр», № 5.
- Сахарова Е. И. 1950. Явление «отседания» склонов в Средней Сибири. «Вопросы географии», сб. 21.



- Семененко Н. П. 1962. Докембрийская геохронологическая шкала СССР. Тр. X сессии комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд. АН СССР.
- Сиротин К. М. 1954. О возрасте траппов бассейна среднего течения р. Вилюя. Докл. АН СССР, т. XCV, № 1.
- Ситников С. П. 1943. Схема тектоники южной части Сибирской платформы и перспективы ее нефтеносности. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Ситников С. П., Грибова Н. А. 1954. Геотектоническое районирование Сибирской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 13.
- Соболев В. С. 1936. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. АНИИ, т. 43.
- Соболев В. С. 1960. Условия образования месторождений алмазов. «Геология и геофизика», № 1.
- Соловьев П. А. 1959. Криолитозона северной части Лено-Амгинского между-речья. М., Изд-во АН СССР.
- Сорокова Е. И. 1958. Структура юго-восточной периклинали Лено-Анабарского краевого прогиба и его нефтегазоносность. «Вопросы геологии и нефтегазоносности ЯАССР».
- Спижарский Т. Н. 1945. Схема тектоники Советского сектора Арктики. В сб. «25 лет Арктич. научн.-исслед. ин-та ГУСМП (1920—1945 гг.)». М.—Л.
- Спижарский Т. Н. 1958а. Стратиграфия и фации осадочно-вулканогенного покрова Сибирской платформы. «Советская геология», № 12.
- Спижарский Т. Н. 1958б. Тектоника Сибирской платформы. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3.
- Спижарский Т. Н. 1964. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. Материалы совещ. по пробл. тектоники в Москве. М., изд-во «Наука».
- Спрингис К. Я. 1958. Тектоника Верхоянско-Колымской складчатой области. Рига, Изд-во ЛатвССР.
- Старостина З. М. 1956. Строение юго-восточной части Вилюйской синеклизы. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Стрелков С. А. 1959а. Стратиграфия четвертичных отложений побережья моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря. Тр. Межвед. совещ. по разраб. униф. стратиграф. схем Северо-Востока СССР, 1957 г. Магадан.
- Стрелков С. А. 1959б. Верхоянский хребет и прилегающие равнины. Тр. НИИГА, т. 91.
- Стрелков С. А. 1959в. Отражение палеогеографических закономерностей на карте четвертичных отложений севера Сибири. Изв. ВГО, т. 91, № 1.
- Стрелков С. А. 1959г. Формирование четвертичных отложений северной части Средне-Сибирского плоскогорья в связи с особенностями проявления новейшей тектоники. Тр. НИИГА, т. 102.
- Стрелков С. А. 1964. Зырянское оледенение северной части Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 9.
- Стрелков С. А. 1965. Север Сибири. М., изд-во «Наука».
- Стрелков С. А. и др. 1957. О возможной тектонической причине переустройства речной сети в низовьях рек Лены и Оленека. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 6.
- Стрелков С. А. и др. 1959. Четвертичные отложения Советской арктики. Тр. НИИГА, т. 91.
- Стрелков С. А. и др. 1965. Проблемы четвертичных оледенений Сибири. В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., изд-во «Наука».
- Сягаев Н. А. 1960. О геоморфологическом и орографическом районировании Лено-Хатангского Севера. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2.
- Тазахин Н. Н. 1959а. О границе максимального распространения юрского моря на Сибирской платформе. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 6.
- Тазахин Н. Н. 1959б. Юрские отложения р. Б. Ботуобуйа. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 24.
- Тетяев М. М. 1916. К геологии Прибайкалья. Геол. вестн. № 5—6. СПб.
- Тетяев М. М. 1923—1924. О некоторых основных вопросах геологии Сибири. Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол., т. II, вып. 3.
- Тимофеев Д. А. 1965. Средняя и Нижняя Олекма. Геоморфологический анализ территории бассейна. М.—Л., изд-во «Наука».
- Трофимов В. С. 1960. Палеозойские кимберлиты на Сибирской платформе. Докл. АН СССР, т. 135, № 4.
- Устрицкий В. И. 1967. О положении северного полюса в позднем палеозое на основании палеонтологических данных. «Геология и геофизика», № 1.
- Файнштейн Г. Х., Одинцова М. М. 1960. Закономерности размещения россыпных месторождений алмазов в северной и центральной частях Сибирской платформы. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IV. Россыпи. Изд. АН СССР.
- Флоренсов Н. А. 1959. Отражение молодых движений земной коры в рельефе восточно-сибирских нагорий. Материалы II геоморфол. совещ. отд. геол.-геогр. наук АН СССР, кн. 4.

Фотиади Э. Э. 1961. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных геологических и геофизических исследований. «Геология и геофизика», № 10.

Фотиади Э. Э., Будников В. И. 1968. Новые данные о наличии области древних погребенных поднятий в центральной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 179, № 4.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. 1963. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. «Геология и геофизика», № 10.

Фрадкин Г. С. и др. 1968. Нефтегазоносность западной части Вилюйской синеклизы и сопредельных регионов. В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность Сибирской платформы и прилегающих районов». М., изд-во «Недра».

Чумаков Н. М. 1959. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской синеклизы. М., Изд-во АН СССР.

Шапошников К. К., Шапошников К. И. 1960. Новые данные о структурных особенностях хребта Сетте-Дабан по материалам гравимагнитной съемки. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР.

Шатский Н. С. 1932а. Проблема нефтеносности Сибири. «Нефтяное хозяйство», т. XXIV, № 9.

Шатский Н. С. 1932б. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Булл. МОИП, нов. серия, отд. геол., т. X, вып. 3—4.

Шатский Н. С. 1936. О возможных нефтеносных районах Советского Севера. Тр. I геол.-разв. конф. ГУСМП, т. II.

Шатский Н. С. 1956. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1:50 000 000. Изд. АН СССР.

Шатский Н. С. и др. 1957. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1:50 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат.

Швецов П. Ф. 1951. Подземные воды Верхоянско-Колымской горноскладчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой. М., Изд-во АН СССР.

Шейнманн Ю. М. 1946. О тектонических зонах на севере Сибирской платформы. Булл. техн. инф. Норильского комбината, № 7—8 (14—15).

Штех Г. И. 1965. Глубинное строение и история геологического развития Вилюйской впадины. М., изд-во «Наука».

Штех Г. И. 1967. Строение земной коры Верхоянского мегантиклинория и прилегающей части Сибирской платформы. В кн. «Региональные геофизические исследования в Сибири». М., изд-во «Наука».

Эрлих Э. Н. 1962. О строении кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Суханского прогиба. Тр. НИИГА, т. 121.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>Ф. Г. Марков</i>	7
Глава I. <b>Магматизм.</b> Редакторы <i>Г. И. Кавардин, В. А. Милашев, М. И. Рабкин</i>	9
Архейский цикл. <i>М. И. Рабкин</i>	12
Раннепротерозойский цикл. <i>Р. А. Биджиев, Е. Г. Горшкова, А. А. Красильщиков, М. И. Рабкин</i>	18
Позднепротерозойский цикл	21
Анабарская антеклиза. <i>Е. Г. Горшкова, А. А. Красильщиков, Е. С. Кутейников</i>	21
Алданская антеклиза. <i>Ю. С. Нахабцев</i>	25
Патомская складчатая зона. <i>Ю. С. Нахабцев</i>	25
Западная часть Верхоянской складчатой зоны. <i>Ю. С. Нахабцев</i>	26
Раннепалеозойский цикл	28
Анабарская антеклиза	28
Уджинское поднятие. <i>Э. Н. Эрлих</i>	28 ✓
Оленекское поднятие. <i>Ю. С. Нахабцев</i>	32
Прибайкальский краевой прогиб и Уринский антиклинорий. <i>Ю. С. Нахабцев</i>	33
Хараулахское поднятие. <i>Ю. С. Нахабцев</i>	34
Среднепалеозойский цикл	35
Юго-восточный склон Анабарской антеклизы. <i>Б. Н. Леонов</i>	35
Юго-восточная окраина Тунгусской синеклизы, Ангаро-Виллойский прогиб и западная часть Виллойской синеклизы. <i>В. Л. Масайтис, В. А. Милашев, А. А. Панкратов, Г. И. Смирнов</i>	37
Верхоянская складчатая зона. <i>В. А. Виноградов, В. М. Лазуркин, К. К. Левашов</i>	45
Позднепалеозойский — раннемезозойский цикл	46
Анабарская антеклиза. <i>Е. Р. Горшкова, А. А. Красильщиков, Б. Н. Леонов, Э. Н. Эрлих</i>	46
Восточная часть Тунгусской синеклизы и Ангаро-Виллойский прогиб. <i>А. Г. Дьяков, В. Л. Масайтис, В. А. Побережский, Г. И. Терехов</i>	50
Приверхоянский краевой прогиб. <i>Р. А. Биджиев</i>	56
Западная часть Верхоянской складчатой зоны. <i>В. А. Виноградов, В. М. Лазуркин, Л. А. Мусалигин, К. К. Левашов</i>	56
Мезозойский цикл	59
Анабарская антеклиза. <i>В. А. Милашев, М. В. Сусов</i>	59
Западная часть северного склона Алданской антеклизы и платформенное крыло Березовской впадины. <i>Д. К. Горништейн, Ю. С. Нахабцев</i>	63
Виллойская синеклиза. <i>Ю. С. Нахабцев</i>	64
Западная часть Верхоянской складчатой зоны. <i>В. А. Виноградов, В. М. Лазуркин, Л. А. Мусалигин, Ю. С. Нахабцев, К. К. Левашов</i>	65
Общая характеристика магматизма Западной Якутии	71
Глава II. <b>Тектоника.</b> Редактор <i>А. В. Лейпциг</i>	78
Тектоническое районирование и глубинное строение. <i>А. В. Лейпциг</i>	80
Тектоника отдельных регионов	89
Сибирская платформа	89
Анабарская антеклиза. <i>Б. Н. Леонов, Б. Г. Лопатин, Л. М. Натанов, М. И. Рабкин, Э. Н. Эрлих</i>	89
Алданская антеклиза. <i>Д. К. Горништейн, В. А. Иванов, А. В. Лейпциг</i>	109
Тунгусская синеклиза. <i>М. Н. Васильева</i>	120
Ботуобинский порог. <i>А. В. Лейпциг</i>	124
Виллойская синеклиза. <i>А. В. Лейпциг</i>	125
Ангаро-Виллойский прогиб. <i>А. В. Лейпциг</i>	137
Структуры периферии Сибирской платформы	137
Хатангская впадина. <i>А. В. Лейпциг</i>	140

Лено-Анабарский прогиб. <i>А. В. Лейпциг</i>	140
Ленский прогиб. <i>Р. О. Галабала</i>	143
Китчанское поперечное поднятие. <i>А. В. Лейпциг</i>	150
Алданский прогиб. <i>А. В. Лейпциг</i>	153
Нижне-Алданская наложенная впадина. <i>А. В. Лейпциг, Ю. С. Нахабцев</i>	160
Прибайкальский краевой прогиб. <i>А. В. Лейпциг, Ю. С. Нахабцев</i>	161
Верхояно-Колымская складчатая область	166
Верхоянский мегантиклинорий. <i>В. А. Виноградов, В. М. Лазуркин, А. В. Лейпциг, Л. А. Мусалитин</i>	166
Лено-Анабарская зона антиклинальных складок. <i>А. В. Лейпциг</i>	173
Сетте-Дабанский горст-антиклинорий. <i>В. А. Иванов</i>	175
Южно-Верхоянский синклиний. <i>В. И. Коростелев</i>	181
Патомская складчатая зона. <i>А. В. Лейпциг, Ю. С. Нахабцев</i>	183
Краткий очерк тектонического развития территории Западной Якутии. <i>А. В. Лейпциг</i>	186
Глава III. Геоморфология. Редактор <i>А. П. Левина</i>	192
Равнины и плато Сибирской платформы	194
Приморская низменность. <i>О. А. Иванов</i>	194
Северо-Сибирская низменность. <i>А. П. Левина</i>	195
Средне-Сибирское плоскогорье. <i>Б. Н. Леонов</i>	195
Центрально-Якутская низменность. <i>Б. Н. Леонов, А. В. Лейпциг</i>	205
Лено-Алданское плато. <i>А. П. Левина</i>	210
Горы Верхоянской складчатой зоны	211
Структурно-денудационные кряжи в области Лено-Анабарской зоны антиклинальных складок. <i>А. П. Левина</i>	212
Структурно-денудационные преимущественно складчатые горы в области Верхоянского мегантиклинория. <i>Л. А. Мусалитин, А. П. Левина</i>	213
Структурно-денудационные глыбово-складчатые горы в области Сетте-Дабанского горст-антиклинория (хребты системы Сетте-Дабан). <i>В. А. Янжин-шин</i>	215
Структурно-денудационные глыбово-складчатые горы в области Южно-Верхоянского синклиний (хребты системы Сунтар-Хаята). <i>В. И. Коростелев</i>	216
Основные факторы рельефообразования. <i>А. П. Левина</i>	217
Глава IV. История геологического развития. <i>Ю. С. Нахабцев</i>	224
Литература	247

## ГЕОЛОГИЯ СССР

## ТОМ XVIII

## Западная часть Якутской АССР

## Часть I

## Геологическое описание

## Книга 2

Редактор издательства *И. А. Калмыкова* Техн. редакторы *Н. В. Жидкова, Л. Г. Лаврентьева*  
Корректор *Н. А. Громова*

Сдано в набор 17/VI 1970 г.

Подписано в печать 19/XI 1970 г.

Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>

Печ. л. 16,75 с 2 вкл.

Усл. печ. л. 23,45

Бумага № 1

Индекс 3—4—1

Тираж 1500 экз.

Т-1801/9

Уч.-изд. л. 25,45

Заказ 480/10976—14

Цена 1 р. 99 к.

Издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19  
Ленинградская картфабрика ВАГТ.

